அணிந்துரை

திரு இரா. நெடுஞ்செழியன்
(தமிழகக் கல்வி—உள்ளாட்சித் துறை அமைச்சர்)

தமிழைக் கல்லூரிக் கல்வி மொழியாக ஆக்கிப் பதினோராண்டுகள் ஆகிவிட்டன. குறிப்பிட்ட சில கல்லூரிகளில் பி.யு.சி., பி.ஏ. வகுப்பு மாணவர்கள் தங்கள் பாடங்கள் அனைத்தையும் தமிழிலேயே கற்று வருகின்றனர். நாடு முழுவதும் பரந்துள்ள மாணவர்களின் ஆர்வம், 'தமிழிலேயே கற்பிப்போம்' என முன்வந்துள்ள கல்லூரி ஆசிரியர்களின் ஊக்கம், பிற பல துறைகளிலும் தொண்டு செய்வோர் இதற்கெனத் தந்த உழைப்பு, தங்கள் சிறப்புத் துறைகளில் நூல்கள் எழுதித் தர முன்வந்த நூலாசிரியர்கள் தொண்டுணர்ச்சி இவற்றின் காரணமாக இத்திட்டம் நம்மிடையே மகிழ்ச்சியும் மன நிறைவும் தரத்தக்க வகையில் நடைபெற்று வருகிறது.

பல துறைகளில் பணிபுரியும் பேராசிரியர்கள் எத்தனையோ நெருக்கடிகளுக்கிடையே குறுகிய காலத்தில் அரிய முறையில் நூல்கள் எழுதித் தந்துள்ளனர்.

வரலாறு, அரசியல், உளவியல், பொருளாதாரம், புவியியல், தத்துவம், கணிதம், பௌதிகம், வேதியியல், உயிரியல், வானியல், புள்ளியியல் ஆகிய பல துறைகளிலும் தனி நூல்கள், மொழி பெயர்ப்பு நூல்கள் என்ற இரு வகையிலும் தமிழ்நாட்டுப் பாட நூல் நிறுவனம் வெளியிட்டு வருகிறது.

இவற்றுள் ஒன்றான 'காலநிலை இயல்' (முதல் பாகம்) என்ற இந் நூல் தமிழ்நாட்டுப் பாடநூல் நிறுவனத்தின் 25ஆவது வெளியீடாகும். தமிழ் மக்களின் பேராதரவினாலும் தமிழைப் பயிற்சிமொழியாகக் கொண்ட மாணவர்களின் நல்லூக்கத்தினாலும் இதன் முந்தைய பதிப்புப் படிகள் அனைத்தும் விற்பனையாகி விட்டன. ஆதலின், இப்பொழுது இந் நூல் மீண்டும் வெளி வருகின்றது.

உழைப்பின் வாரா உறுதிகள் இல்லை; ஆதலின், உழைத்து வெற்றி காண்போம். தமிழைப் பயிலும் மாணவர்கள் உலக மாணவர்களிடையே சிறந்த இடம் பெறவேண்டும்; அதுவே தமிழன்னையின் குறிக்கோளுமாகும். தமிழ்நாட்டுப் பல்கலைக் கழகங்களின் பலவகை உதவிகளுக்கும் ஒத்துழைப்புக்கும் நம் மனம் கலந்த நன்றி உரித்தாகுக.

இரா. நெடுஞ்செழியன்

முதற்பதிப்பின் முகவுரை

புவி இயலின் ஒரு பிரிவான காலநிலை இயல் குறித்த இந் நூல், புவி இயல் வல்லுநர்க்கு இன்றியமையாத அடிப்படைத் தத்துவத்தை விளக்குவதாகும். மனித வாழ்வு, கால நிலையினால் பெரு மளவிற்குப் பாதிக்கப்படுவதால் இது யாவருக்கும் பயன்படக் கூடிய நூலாகும்.

கால நிலையியல் கலைப்பாடங்களில் சேர்க்கப்படக்கூடியதன்று. இது பௌதிகத்துடன் தொடர்பு கொண்டதோர் அறிவியல் நூலாகும். மூலக்கூறுகளின் பரவலை மாணவர்கள் தெளிவுடன் நன்கு அறிந்துகொள்ளும் பொருட்டு வளிமண்டலத்தின் பௌதிக நிகழ்வுகள் ஒருவாறு எடுத்துக்கூறப்பட்டிருந்த போதிலும், இது பி. ஏ. பாடத்திட்டத்தையொட்டி எழுதப்பட்டிருப்பதால் பெரும்பாலும் கணிதமுறைகளும் குறியீடுகளும் கவனத்துடன் தவிர்க்கப் பட்டுள்ளன. இந் நூல் எம். ஏ. மாணவர்கட்கும் ஓரளவிற்கு எம். எஸ்சி. மாணவர்கட்கும் பயன்படும்.

மாணவர்கள் எளிதில் கையாளவேண்டி இந்நூல் இரு பாகங்களாக வெளியிடப்பெறும். முதல் பாகத்தில் கால நிலையைக் கட்டுப் படுத்தும் மூலக்கூறுகளைக் குறித்து விரித்து எழுதப்பட்டுள்ளது. ஆங்காங்கே தக்க இடங்களில் இம் மூலக்கூறுகள் மனிதர்களையும் தாவரங்களையும் எவ்வாறு பாதிக்கின்றன என்பது விளக்கப்பட்டுள்ளன. இந்நூலின் இரண்டாம் பாகத்தில் கால நிலையைக் கட்டுப்படுத்தும் அம்சங்களும், காலநிலையின் வகையீடுகள், உலகின் பல பகுதிகளில் காணும் காலநிலையின் வகைகள், அவைகளின் வேறுபாடுகள், பல யுகங்களின் காலநிலைகள், காலநிலைச் சக்கரச் சுழற்சி முதலியன குறித்தும் சொல்லப்படும்.

உலகின் தட்பவெப்ப நிலையைப் பாதிக்கும் பல மூலக்கூறுகளையும், அவைகளின் தோற்றத்துக்கான விளக்கங்கள் பலவற்றையும் நன்கு புரிந்துகொள்ளும் பொருட்டுத் தக்க இடங்களில் வரைபடங்கள், புகைப்படங்கள் ஆகியவை சேர்க்கப்பட்டுள்ளன.

இந் நூலின் இயல்களை வரிசைப்படுத்துவதில் எப்பொழுதும் பெரும்பாலோராலும் கையாளப்பட்டு வரும் முறையே பயன்படுத்தப்பட்டுள்ளது. எனினும், இந் நூலின் கடைசி மூன்று இயல்களின் வைப்பு திருப்திகரமாக இல்லை. ஆயினும், அதைத் தவிர்க்க

முடியவில்லை. எனவே, இம் மூன்று இயல்களையும் ஒருங்கே படிப்பது பொருத்தமாகும்.

கலைச்சொற்களை எளிதில் அறிந்துணரும் வண்ணம், அச் சொற்களோடு ஆங்கிலச் சொற்களும் கொடுக்கப்பட்டிருக்கின்றன. இந்நூலின் முடிவில் ஆங்கில - தமிழ் அகரவரிசை, தமிழ்-ஆங்கில அகரவரிசை ஆகிய இரண்டும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. அதனுடன் சென்னைப் பல்கலைக்கழக வினாக்களின் கோவை ஒன்றும், முக்கியமான காலநிலையியல் பற்றிய ஆங்கில நூல்களின் பட்டியலும் இடம்பெற்றுள்ளன. சொற்குறிப்பகராதி (Index) தரப் படாமையினால் பொருளடக்கம் விரிவாகத் தரப்பட்டுள்ளது.

இந்நூலில் காணப்படும் குற்றம் குறைகளைப் பேராசிரியர்களும் வாசகர்களும் கண்டறிந்தால், அவற்றை எடுத்துரைப்பதை நன்றியுடன் வரவேற்கிறேன். எனினும், ஆங்காங்கு காணப்படும் எழுத்துப் பிழைகளுக்கு நான் மட்டும் பொறுப்பாளியல்லள் என்பதைத் தாழ்மையுடன் தெரிவித்துக்கொள்கிறேன்.

தாய்மொழி வாயிலாகக் கல்லூரிகளில் பாடங்களைக் கற்பிக்க வேண்டுமென்ற தமிழக அரசின் திட்டத்தின்கீழ், இந்நூல் எழுத என்னைப் பணித்த கல்லூரித் தமிழ்க் குழுவினருக்கும், இந்நூலுக்கு அணிந்துரை அளித்து எனக்கு ஊக்கமளித்த, தமிழக நிதி-கல்வி அமைச்சர் கனம் திரு எம். பக்தவத்ஸலம் அவர்களுக்கும் என் உளமார்ந்த நன்றி முதற்கண் உரியதாகும்.

உலக வளி இயல் சங்கத்தார் பிரசுரித்த சர்வதேச முகில் படங்களிலிருந்து சில படங்களை இந்நூலில் பிரசுரிக்க அனுமதி தந்த உலக வளி இயல் சங்கத்தாருக்கும், முகில் படங்களின் ஆசிரியர்களுக்கும் என் நன்றி உரித்தாகுக.

இந்திய வளி இயல் இலாகா வெளியிட்டுள்ள முகில் படப் புத்தகத்திலிருந்து சில முகில் படங்களையும், அவர்கள் வரைந்து தந்த மற்றப் படங்களையும், காலநிலைப் படங்கள் அடங்கிய புத்தகத்திலிருந்து சில படங்களையும் எடுத்து இந்நூலில் பிரசுரிக்க உரிமை வழங்கிய இந்திய அரசாங்கத்தாருக்கும், இந்திய வளி இயல் இலாகாவைச் சேர்ந்தவர்களுக்கும் என்னுடைய நன்றி உரியதாகும்.

இந்தியக் காலநிலை பற்றிய சில குறிப்புகளைத் தமது புத்தகத்திலிருந்து எடுத்துக் கொள்வதற்கு அனுமதியளித்த, கல்கத்தாப் பல்கலைக்கழகப் புவியியல் பேராசிரியர், திரு. S. P. சட்டர்ஜி அவர்களுக்கும் எனது நன்றி உரியதாகும்.

பல இடையூறுகட்கு இடையேயும், பலரின் துணையால் இந் நூல் எழுதி முடிக்கப்பெற்றது. இந்நூலை எழுதக் கடைசிவரையில் எனக்கு உறுதுணையாய் இருந்து உதவி புரிந்த என் மாணவி குமாரி D. கல்யாணிக்கும், இந்நூலுக்குப் படங்களை வரைந்து உதவிய என் மாணவி குமாரி R. இந்திரலேகாவுக்கும் எனது உளம் கனிந்த நன்றி உரியதாகும்

சில இயல்களின் கையெழுத்துப் பிரதியை என்னோடு இருந்து படித்துத் தந்த எனது மாணவன் K மாதவனுக்கும், சென்னை கலைக்கல்லூரியில் தமிழ் ஆசிரியையாகப் பணியாற்றி வரும் திருமதி சரசுவதி அவர்களுக்கும், என்னோடு பணிபுரிந்துவரும் எனது மாணவிகள் திருமதி S. சீதாலட்சுமி, குமாரி V. நாகரத் தினம், குமாரி L. N. மாலதி ஆகியவர்களுக்கும் என்னுடைய நன்றி உரியதாகுக. மற்றும் மாநிலக் கல்லூரியில் துணைப்பேரா சிரியராகப் பணிபுரியும் எனது மாணவன் கோ. கிருஷ்ணமூர்த்தி எனக்குப் பெரிதும் உதவியமைக்கு எனது நன்றி உரியதாகும்.

இந்நூலை அச்சடித்துப் பிரசுரிக்க முன்வந்த பழனியப்பா பிரதர்ஸ் அவர்களுக்கு என்னுடைய பெரும் நன்றியினை நல்கு கிறேன்.

சென்னை
15-3-63

இர. இராதா

பொருளடக்கம்

இயல் 3

இயல் 4

இயல் 5

இயல் 6

இயல் 7

முன்னுரை

பரந்த இப்பாருலகில் வாழும் உயிர்வகை யனைத்திற்கும் காற்று மிக இன்றியமையாதது. பூமியைச் சுற்றி எங்கும் பரந்துள்ள காற்றை வாயுமண்டலம் அல்லது வளிமண்டலம் (Atmosphere) என அழைக்கிறோம். ஓயாது தன்னைத்தானே சுற்றிக்கொண்டு கதிரவனையும் சுற்றிவரும் பூமியைச் சுற்றி இப் பரந்த வளிமண்டலம் எப்பொழுதும் இயங்கிக் கொண்டிருக்கிறது. பூமியின் மேலுள்ள உயிர்கள் யாவும் இவ் வளிமண்டலத்தினடியில் வசிக்கின்றன. உயிர் வாழ்வதற்குக் காற்று மிகவும் அவசியம். இக்காற்றின்றேல் பூமியில் உயிர்வாழும் சராசரங்களைக் காணுத லரிது. மேலும், அது வறண்ட பாழ்நிலமாகக் காட்சியளிக்கும். நீரும் உணவுமின்றிச் சில நாட்கள் வரை உயிர் வாழலாம்; ஆனால் காற்றின்றி ஒரு சில நிமிஷங்கள் தான் வாழமுடியும். மேலும், காற்றின் தன்மையினாலும் அதில் ஏற்படும் மாறுதல்களினாலும் உயிர்கள் பெரிதும் பாதிக்கப்படுகின்றன என்பதை அறிகிறோம்.

மனித வாழ்க்கைக்கு இன்றியமையாது வேண்டப்படும் தட்பவெப்பநிலை, பூமியின் மேல் தளம் (Terrain), தேவையான தாதுப் பொருள்கள் (Economic Minerals), மண்வகைகள் (Soils), இயற்கைத் தாவரங்கள் முதலியவைகளில் முற்கூறப்பட்ட தட்ப வெப்ப நிலையே மிகவும் முக்கியமானது. ஏனெனில், இப் பூமியின் சில இடங்களில் முற்கூறப்பட்ட பல்வகைப் பொருட்களின் முழுப் பயனையும் பெற இயலுவதும் சில இடங்களில் பெற இயலாமற் போவதும் இத் தட்பவெப்ப நிலையையே பெரிதும் பொறுத்துள்ளது. மேலும், இத்தட்பவெப்ப நிலையானது, இயற்கைத் தாவரங்கள், மண்வகைகள், வடிகால் (Drainage), பூமியின் மேற்பரப்பு ஆகிய இவற்றின் தன்மையையும் பாதிக்கின்றது. எனவே, பரந்த இந் நிலப்பகுதியில் எங்கெல்லாம் ஒரே தன்மைத்தாய தட்பவெப்பநிலை உளதோ அங்கெல்லாம் ஏறக்குறைய ஒரே விதமான மண்வகை களையும் இயற்கைத் தாவரங்களையும் காணலாம்.

தற்கால மனித வாழ்க்கை மிகவும் முன்னேற்ற மடைந்திருப்ப தோடு, சிக்கலாகவும் உள்ளது. மனித வாழ்க்கைக்கு வேண்டிய எல்லா வசதிகளையும் விஞ்ஞானம் அளிப்பதால், இயற்கையினால் நாம் எந்த அளவு பாதிக்கப்படுகிறோம் என்பதை உணருவதற்

கில்லை. விஞ்ஞானத்தால் ஏற்பட்டிருக்கும் சாதனங்கள் இயற்கையின் பாதிப்பைச் சிறிது குறைக்கின்றனவே தவிர, அதனுடைய பாதிப்பு முழுவதையும் தடுத்து விடவில்லை. ஆனால், விஞ்ஞானத்தைப் பற்றிச் சிறிதும் அறியாத பழங்கால மக்கள் இயற்கையோடு இயைந்து நடத்திய வாழ்க்கையைப் பார்க்குமிடத்து அன்னார் தட்ப வெப்பநிலையால் எங்ஙனம் பாதிக்கப்பட்டனர் என்பது நன்கு புலனாகிறது. மக்கள் எந்த நிலையில் இருந்த போதிலும் அன்னார் தட்பவெப்ப நிலையின் கட்டுப்பாட்டிலிருந்து தப்ப முடியாது. இது, மக்கள் வாழும் பிரதேசம் (Region), வசிக்கும் வீடு, நடையுடை பாவனை, விளைவிக்கும் பயிர்கள் ஆகிய இவை எவ்விதமாக இருக்கவேண்டுமென்பதை நிர்ணயிப்பது மல்லாமல், அவர்களது வாழ்க்கையின் எல்லா வித அம்சங்களையும் கட்டுப்படுத்துகிறது. எந்தச் சமூகம் தன்னுடைய வாழ்க்கையை இயற்கைச் சூழ்நிலைக்கு ஏற்றவாறு அமைத்துக் கொள்ளுகிறதோ, அதுவே இவ்வுலகில் நிலைத்து வாழமுடியும். இத்தன்மையை, தாவர இனங்களிலும், மனித இனங்களிலும் நன்கு காணலாம். துருவப் பிரதேசத்தில் வாழும் எஸ்கிமோக்கள், சகாராப் பாலைவனத்தில் வாழும் அரேபியர்கள் ஆகிய இவர்களின் வாழ்க்கையே இதற்கு ஒரு சிறந்த எடுத்துக்காட்டாகும். தட்பவெப்ப நிலை மனித வாழ்க்கையை நேரடியாகவும், மறைமுகமாகவும் பாதிக்கிறது. மனித இனத்தின் உடலுறுப்புக்கள், பண்புகள் ஆகியவை இயற்கைச் சூழ்நிலையால் ஓரளவு பாதிக்கப்படுகின்றன என்று அறிஞர் பலர் கருதுகின்றனர். இதனால்தான் மனித இனத்தில் வேறுபாடு காணப்படுகிறது. மனிதன் தாய்நாட்டை விட்டு ஒரு புதுப் பிரதேசத்திற்குச் செல்லுவானாயின் அவனுடைய உடலுறுப்புக்கள் அவ்விடத்தின் தட்ப வெப்ப நிலையால் பாதிக்கப்படுகின்றன. தாய்நாடும் குடியேறிய நாடும் ஒரு தன்மைத்தாய தட்பவெப்பநிலை யுடையனவாயின், குடியேறிய மக்களது வாழ்க்கை வெற்றிகரமானதாகவும், நிலைத்ததாகவும் இருக்கும். எடுத்துக்காட்டு :

"பிரேசிலில் குடியேறிய தென் ஐரோப்பிய மக்கள்."

"கனடாவில் குடியேறிய வடஐரோப்பியச் சமவெளி மக்கள்."

"இலங்கையில் குடியேறிய இந்திய மக்கள்."

தாய்நாடும் குடியேறிய நாடும் வேறுபட்ட தட்ப வெப்ப நிலை உடையவையாயின் அக்குடியேற்றம் நீடித்திருப்பதில்லை. எடுத்துக்காட்டு :

"ஆப்பிரிக்காவின் உஷ்ணப் பிரதேசத்தில் குடியேறிய ஐரோப்பியர்."

இயல் 1

வளிமண்டலம்

(Atmosphere)

வளிமண்டலத்தின் தொகுப்பு

(Composition of Atmosphere)

வாழ்க்கைக்கு மிகவும் இன்றியமையாத இவ்வளிமண்டலமானது ஒரு சாதாரண இரசாயன மூலகப் பொருளுமல்ல; (Chemical element); பிரிக்க முடியாத கூட்டுப்பொருளுமல்ல; ஆனால், அது ஒன்றோடொன்று கலவாத பல வாயுப்பொருள்களின் தொகுப்பு. இவ்வளிமண்டலம் பல படுகைகளைக் கொண்டது.

இனி, இவ்வளிமண்டலத் தொகுப்பைப் பற்றிப் பார்ப்போம். முதலாவதாக, பல இராசயன மூலகப்பொருள்கள் வாயுவடிவத்தில் எல்லா வகை இயற்கை நியதிப்படியும் நிலைத்திருக்கின்றன. இரண்டாவதாக, நீரானது வளிமண்டலத் தொகுப்பின் ஒரு பகுதியாக நீராவி வடிவில் என்றும் நிலைத்திருப்பதோடு, நீர்த்துளிகளாகவும் பனித்துளிகளாகவும் இருக்கின்றது. இறுதியாக, வளிமண்டலத்தில் பல் வேறுபட்ட திண்ணிய அணுக்களாகத் தூசி பரந்து கிடக்கின்றது.

1· **நிலைத்தவாயு** (Permanent gas) -

நீராவியும் தூசியும் அற்ற தூய உலர்ந்த அல்லது வரண்ட காற்று கலப்படம் வாய்ந்த வாயுவாகும். காலகம் (Nitrogen), உயிர்க்காற்று (Oxygen), ஆகிய இவை இரண்டும் கன அளவில் (Volume) நூற்றுக்கு 99.2 அளவு பூமிக்கருகிலுள்ள காற்றில் கலந்திருக்கின்றன. இக்கலப்பின் அளவு மேலே செல்லச் செல்லச்

சிறிதளவு வேறுபட்டபோதிலும், இவ்வேறுபாடு வளிமண்டலத்தின் அடிப்பகுதியில் (Troposphere) அவ்வளவாகக் காணப்படுவதில்லை.

கீழ்க்கண்ட அட்டவணையில் பூமிக்கருகிலுள்ள வாயுக்களின் அளவு கொடுக்கப்பட்டுள்ளது:

வளிமண்டலத் தொகுதியின் அளவு :-

காலகம் - (Nitrogen)	78·03 %
உயிர்க்காற்று - (Oxygen)	20·99 %
ஆர்கன் - (Argon)	0·9323 %
கரியமிலவாயு - (Carbon-di-oxide)	0·03 %
ஹைட்ரஜன் - (Hydrogen)	0·01 %
புதியம் - (Neon)	0·0018 %
பரிதியம் - (Helium)	0·0005 %
மறையம் - (Krypton)	0·0001 %
ஸினன் - (Xenon)	0·000008%
ஓசோன் - (Ozone)	0·00001 %

மேற்கூறியவற்றில் உயிர்க்காற்றே மனித வாழ்க்கைக்கு மிக முக்கியமானது. வளிமண்டலத் தொகுப்பில் கரியமில வாயுவின் அளவு சிறிதேயாயினும், அது எரிந்துகொண்டிருக்கும் எரிமலைப் பிரதேசங்களிலும், கரியமிலவாயுவை யுண்டாக்கும் தொழிற்சாலைகளைக் கொண்ட நகரங்களிலும், மிகுதியாக வுள்ளது. இக்கரியமிலவாயுவின் அளவு குளிர் காலத்தில் மிகுதியாகவும் வெய்யிற் காலத்தில் குறைவாகவும் காணப்படுவதற்குக் காரணம் தாவரங்கள் வெய்யிற்காலத்தில் வளர்வதாலும், அவற்றின் வளர்ச்சிக்கு இதைப் பயன்படுத்துவதாலுமாகும். காலகம் தாவர இனத்திற்குத் தேவையான மூலாதாரப் பொருளாகும். பூமிக்கு மேலே சில மைல் உயரத்திலுள்ள முக்கியமான நிலைத்த வாயுக்களின் அளவு குறிப்பிடத்தக்க வகையில் உலக முழுவதும் ஒரே தன்மையாக வுள்ளது. இதற்குமேல், அதாவது 12 மைல் உயரத்தில் இவ்வாயுக்களின் அளவு வேறுபடுகிறது. இங்கு ஓசோன் மிக இன்றியமையாததாகிறது. பரிதியமும், ஹைட்ரஜனும் அதிகரித்தும், காலகம், உயிர்க்காற்று, ஆர்கன், கரியமிலவாயு ஆகிய இவை அதன் தன் விகிதாச்சார அளவுக்கேற்பக் குறைந்தும் காணப்படுகின்றன.

2. நீராவி

வளிமண்டலத் தொகுப்புப் பொருட்களில் ஒன்றான நீராவி, தட்பவெப்ப நிலையைப் பொறுத்த வரையில் மிக முக்கியமானது.

இந்நீராவி மற்ற தொகுதிப் பொருள்களைப் போல் ஒரே அளவில் இல்லாமல் இடத்திற்கிடம், காலத்திற்குக் காலம் வேறுபடுகிறது. மற்ற வாயுக்களைப் போலல்லாமல், இது பாலைவனப் பிரதேசங்களில் மிகக் குறைந்த அளவிலும், வெம்மையும் ஈரமும் அதிகமாகவுள்ள அயன மண்டலப் (Tropics) பிரதேசங்களில் அதிக அளவிலும் காணப்படுகிறது. வளிமண்டலத்தின் அடிப்பகுதியில் அதிக அளவில் காணப்படும் நீராவி, மேலே செல்லச் செல்ல மிக விரைவாகக் குறைந்து கொண்டே போகிறது. கதிரவன் வெப்பத்தினால் நீர்மட்டத்திலிருந்தும், நிலத்திலிருந்தும், உயிரினங்களின் திசுக்களிலிருந்தும் (Living tissue) நீர், ஆவியாக மாறி வளிமண்டலத்தோடு சேர்க்கப்படுகிறது. இந் நீராவி இயற்கைக் காற்றினின்றும் (Ordinary air) வேறுபட்டதென்று அரிஸ்டாட்டில் (Aristotle) கருதுகிறார்.

திரவமாதலுக்கும் (Condensation) மழை பொழிவுக்கும் (Precipitation) மூலாதாரமாக இருப்பது இந்நீராவியே ஆகும். இது சூரிய வெப்பத்தையும், பூமியின் வெப்பத்தையும் இழுத்துக் கொள்ளும் ஆற்றலுடையது. புயற்காற்றுகள் பெருகி விரிந்து உச்சநிலையை அடைவதற்கு இந் நீராவிச் சக்தியே அடிப்படைக் காரணமாகும். மேற்கூறியவற்றிலிருந்து தட்பவெப்ப நிலையைப் பொறுத்தவரை, வாயுமண்டலத்தில் அதிக அளவுள்ள காலகம், உயிர்க்காற்று ஆகிய இவற்றைவிடக் குறைந்த அளவுள்ள நீராவியே மிகவும் முக்கியமானது எனத்தெரிகிறது. வளிமண்டலத்தின் ஈரம் (Atmospheric Moisture) உயிர் வாழ்க்கைக்கு மிகவும் இன்றியமையாததென்பதை யாவரும் அறிவர்.

3. தூசி

வளிமண்டலத்தில் வாயுக்களைத் தவிர வேறு சில பொருள்களும் மிதந்து கொண்டிருக்கின்றன. அவற்றைப் பொதுவாகத் தூசியென்று சொல்லுகிறோம். அது அங்ககப் பொருள் (Organic) அனங்ககப் பொருள் (Inorganic) என இருவகைப்படும். நுண்ணுயிர்கள் (Microscopic bacteria). நுண்ணிய தாவரவகைகள், மகரந்தப் பொடிகள், மரத்தூள்கள், பஞ்சுவகைகள் ஆகிய இவை போன்றவை அங்ககப் பொருள்களாகும். புகை, மண் பகுதிகள், சிறு உலோகத்துண்டுகள், அலைகள் தெறிக்கும் உப்புத் துணுக்குகள் ஆகிய இவை அனங்ககப் பொருள்களாகும்.

ஒரு கன (Cubic) சென்டிமீட்டர் அளவு காற்றில் கடலின் நடுப்பகுதியில் 500இலிருந்து 2,000 நுண்ணிய தூசிப் பொடி-

களும், தொழிற்சாலைகள் உள்ள நகரங்களில் நூறுயிரம் தூசிப் பொடிகளும் காணப்படுவதைக் கொண்டு, இத்தூசிப் பொடிகள் நிலப்பகுதியில் மிகுந்தும், நீர்ப்பகுதியில் குறைந்தும் உள்ளன என்பதை நன்கறியலாம். இத் தூசிப் பொடிகள், வளிமண்டலத்தின் அடிமட்டத்தில் அடங்கியிருப்பினும், சில தூசிப் பொடிகள் பல மைல் உயரத்திற்கு அடித்துச் செல்லப்படுகின்றன. மிக உயரத்தில் காற்றில் காணப்படும் தூசிப்பொடிகளுக்கு அடிப்படைக் காரணம் எரிமலை வெடிப்பும், மேலே விண்கற்கள் எரிதலுமாகும். இத்தூசி, வளி மண்டலத்தினூடே வரும் கதிரவன் ஒளிக்கதிர்களை நாற் புறமும் பரவச் செய்வதனுல், கதிரவன் தோன்றும்போதும் மறையும் போதும் காணப்படும் பல்வேறு நிறங்கள், வானத்தின் நீலநிறம், காலை ஒளி (Dawn), மாலையின் மங்கிய ஒளி (Twilight) ஆகிய இவை உண்டாகின்றன. நீராவியை, நீராக மாற்ற உதவும் உட்கருக்கள் (Nuclei) நீரை இழுக்கும் ஆற்றல் படைத்த தூசிப் பொடிகளாகும். நகரங்களிலுள்ள புகையானது மேலே சொல்லப்பட்ட உட்கருக்களை அதிகமாக்குகிறது. நகர்ப்பகுதிகளில் மூடுபனி (fog) உண்டாவதற்கு மேற்சொன்ன உட்கருவே காரணமாகும். பெரிய நகரங்களில், புகையும், தூசியும் கதிரவன் ஒளியைக் குறைக்கின்றன. மேலும், எரிமலை வெடிப்பதால் உண்டாகும் மிகுதியான தூசி, பூமியின் சராசரி வெப்ப அளவைக் குறைக்கிறது. உயர்ந்த மேட்டிடங்களில், காற்று வறட்சியாகவும், தூசி, நோய்க் கிருமிகள் ஆகிய இவை இல்லாமலும் இருப்பதால் உடல் நலத்திற்காக மக்கள் மலைப் பிரதேசங்களை நாடிச் செல்கின்றனர். ஆனுல், இவ் விஞ்ஞான காலத்தில் அந்நிலை மாறி காற்றைக் குளிர்ச்சியடையச் செய்யும் முறையால் (air-conditioning) காற்றுத் தொகுப்பை எவ்விடத்திலும் உடல் நலத்திற் கேற்றவாறு சரிப்படுத்த இயலுகிறது. அதனுல் இதற்காக மலைப் பிரதேங்களை நாடிச் செல்ல வேண்டியதில்லை. உயிர்க்காற்றின் சுருங்கிய நிலையே ஓசோன் ஆகும். கடற்காற்றும், புயலுக்குப்பின் வீசும் காற்றும் மக்களுக்கு விறுவிறுப்பைக் கொடுக்கக் காரணம் அவற்றில் ஓசோன் சிறிது அதிகமாகக் கலந்திருப்பதாகும். மேலே செல்லச் செல்ல வாயுமண்டலத் தொகுப்பில் காணப்படும் வாயுக்களின் அளவும், தூசிகளின் அளவும் வேறுபடுகின்றன. சில ஆயிர அடிகளுக்கு மேலே தூசி, நீராவி ஆகிய இவை அதிகமாகக் குறைந்தும், உயிர்க்காற்று சிறிது அதிகரித்தும், கரியமிலவாயு குறைந்தும் காணப்படுகின்றன. தரைமட்டத்தில் 0.01% அளவில் காணப்படும் ஹைட்ரஜன் 60 மைல் உயரத்தில் 95 சதவீதம் அதிகரிக்கிறது. ஓசோனின் அளவும் மேலே செல்லச் செல்ல அதிகரிக்கிறது

வளிமண்டலத்தின் குணங்கள் (Properties of the Atmosphere) :

தூய காற்றானது நிறம், மணம், சுவை, வடிவு முதலியவை அற்ற, கண்ணிற்குப் புலப்படாத வாயுக்கலப்பாகும் (Mixture of Gases). இக்காற்று, சுருங்குதல் (Compressibility), விரிவடைதல் (expandability), இயங்குதல் (Mobility) ஆகிய தன்மைகளைக் கொண்டது. ஓரிடத்தில் புகும் காற்று அவ்விட முழுவதும் பரவுகிறது. மேலும், காற்று மிக வேகமாக இயங்கும் தன்மை வாய்ந்தது. அது கிடையாகவும் (Horizontal), நிலைக்குத்தாகவும் (vertical) தங்குதடையின்றி இயங்குகின்றது. முடிவில்லாது மாறிக் கொண்டிருக்கும் தன்மையுள்ள காற்றைக் கொண்டுதான் வாயுநிலையைப்பற்றி அறிய முடிகிறது. பூமியின் ஈர்ப்புச் சக்தியால் வளிமண்டலம், பூமியை நோக்கி ஈர்க்கப்படுகிறது. இதனால். காற்றுக்கு எடை (Weight) ஏற்படுகிறது. காற்றுக்கு எடை உண்டு என்பதை அதன் கீழ்நோக்கிப் பெருகும் அழுத்தத்தைக் கொண்டறியலாம். காற்றின் எடையும் அழுத்தமும் ஒரே பொருளுடையதானாலும் பொதுவாகக் காற்றின் அழுத்தம் என்று குறிப்பிடுகிறோமே தவிர காற்றின் எடையென்று கூறுவதில்லை. மேலேயுள்ள காற்று அழுத்துவதால் கீழேயுள்ள காற்று அழுத்தப்படுகிறது (Compressed). மேலே போகப்போக, முதலில் விரைவாகவும் பின்னர் தாமதமாகவும் காற்றின் அழுத்தம் குறைந்துகொண்டு போகிறது. உலகநாட்டு பூபௌதிக ஆண்டுக் காரியங்களில் தொடர்பு கொண்ட விஞ்ஞான வல்லுநர்கள் (International Geophysical Year Programme Scientists) சுமார் 140 மைல் உயரத்தில் வாயுமண்டலத்தின் அழுத்தம், பூமியின் மேலிருப்பதைவிட 10 ஆயிர மில்லியன் மடங்கு குறைவாகவுள்ளது என்று கண்டு பிடித்துள்ளார்கள். மேல்மட்டத்திலும் (high level) பூமி மட்டத்திற்குக் கீழேயுமுள்ள (Below the surface level) அழுத்த மாறுதல் மனித நலத்தைப் பாதிக்கிறது. சூடாகும்போதும், அழுத்த ஆற்றல் குறையும்போதும் காற்று விரிவடைகிறது. காற்று விரிவடையும்போது தண்மையாகிறது. இது மிக முக்கிய குணமாகும். சிறு இடத்தில் காற்றை அடைக்கும்போது வெம்மையடைகிறது. காற்றின் வெப்பநிலை (Temperature) அதிகரிக்கும் போது, அது விரிவடைகிறது ; அதன் அழுத்தம் குறைகிறது. ஆனால், வெப்பம் குறையும் போது அது அடர்த்தியாகிறது. காற்றின் விரிந்து சுருங்கும் இந்த ஆற்றல் தான் அது இயங்குவதற்குக் காரணமாகவுள்ளது. காற்றின் இலேசான தன்மையினால்தான் வானவூர்திகளும் பறவைகளும் பறக்க முடிகிறது. மேலும் காற்றின் இயக்கத்தினால் ஒலி அலைகள் ஓரிடத்திலிருந்து மற்றோரிடத்திற்குக் கொண்டு செல்லப்படுகின்றன. காற்றின் ஆற்றல் பொறிகளை இயக்கப் பயன்படுகிறது.

கடல்களில் ஏற்படும் நீரோட்டங்களுக்கும், மழை வியாபனத்திற்கும். காற்றின் இயக்கம்தான் காரணமாகவுள்ளது. விசையுடன் வீசும் காற்றானது பாறைகளை அரிக்கிறது (Erode). இது முக்கியமாக, வறண்ட பிரதேசங்களில் நன்கு நடைபெறுகிறது. காற்றினால், மணலும் தூசியும் ஓரிடத்திலிருந்து, மற்றோரிடத்திற்கு அடித்துச் செல்லப்படுகின்றன.

வளிமண்டல உயரம் (Height of the Atmosphere)

வளிமண்டலத்தின் உயரத்தைக் கணக்கிடும் பொழுது அவ்வெல்லையினளவு உயர்ந்து கொண்டே செல்வதால், பூமிக்கு மேல் எவ்வளவு உயரம் வரை வளிமண்டலம் பரவியுள்ளது என்பது திட்டமாகத் தெரியவில்லை. எந்த உயரத்தில் காற்றின் அடர்த்தி (Density) மிகக் குறைந்து மென்மையாக அல்லது இலேசாகக் (Rareficd) காணப்படுகிறதோ அதுதான் காற்றின் மேலெல்லை (Upper limit) என்று பொதுவாகக் கருதப்படுகிறது. ஆனால் அது எல்லையற்றதாகவு மிருக்கலாம். மேலே செல்லச் செல்ல காற்று மிக மென்மையாவதால் அதை நாம் உணர முடிவதில்லை. மேலும் 2 மைல் உயரத்திற்கு மேல் மூச்சுவிடுதல் கடினமாக உள்ளது. எனவே வானவூர்தியில் செல்லும் மக்கள் உயிர்க்காற்று நிறைந்த பெட்டி அல்லது குழாய்களை எடுத்துச் செல்கின்றனர். வெகு காலமாக, வளிமண்டலம் 200 மைல் உயரம் தான் பரவியுள்ளது என்று கருதப்பட்டு வந்தது. ஆனால், தற்போது வளிமண்டலச் சுவடுகள் (Traces of atmosphere) 20,000 மைலுக்கு மேல் 250,000 மைல்கள் வரை உள்ளன என்று எண்ணப்படுகிறது. வானவூர்தியில் செல்வோர் வாயுமண்டலத் தன்மைகளை அறியும் கருவிகளைக் கொண்டு செல்வதாலும், பலூன்களில் அக்கருவிகளை வைத்து அனுப்புவதாலும் கீழ்வாயு மண்டலத்தைப்பற்றிய (Lower atmosphere) செய்திகளை நேரிடையாக நாம் அறிய முடிகிறது. மேலும், இவ்விஞ்ஞான காலத்தில் கண்டுபிடிக்கப்பட்ட காற்றின் திசை, வேகம் இவைகளை அளக்கும் பலூனைக் (Radio Sonde) கொண்டு கீழ்வாயு மண்டலத்தின் அவ்வப்போதைய வெப்ப அழுத்த நிலைமையை அறிய முடிகிறது. மேலும், காற்றளக்கும் பலூன் செல்லும் பொழுது கோணம் அளக்கும் கருவியைக் கொண்டு (Theodolite) காற்றின் வேகம், திசை முதலியவற்றை அறியலாம். கீழ் நோக்கி வரும் விண் வீழ்கொள்ளிகள் (Meteorites) வளி மண்டலத்தை அடையும்போது காற்றின் உராய்வால் அதிக உஷ்ணமடைந்து ஒளி விடுகின்றன. இவ்வொளி 200 மைல் உயரத்தில் தெரிவதால் அவ்வுயரம் வரை வளிமண்டலம் பரவியுள்ளதென எண்ணப்படுகின்றது. வட, தென் முனைச் சோதிகள் (Aurora borealis and aurora australis) 400-500

மைல் உயரத்தில் வாயுக்கள் இருப்பதைத் தெரிவிப்பதால் அந்த உயரத்தில் வளிமண்டலம் பரவி யிருக்கிறதென்பது பின்னர் தெரியவந்தது. இருப்பினும் 50 மைல் தூரத்திற்குள் தான் வளிமண்டலத்தில் நம்மால் மதிப்பிடக்கூடிய அளவு காற்றின் அழுத்தம் உள்ளது. வளிமண்டலம் எவ்வளவு தூரம் பரவி இருந்தாலும் அதன் தெர்குப்பு (Composition), அமைப்பு (Structure), அடர்த்தி (Density) ஆகிய இவற்றின் அளவு கீழ் வளிமண்டலத்திலிருப்பதைவிட மேலே மிகக் குறைவாகவே உள்ளது. அதனால் தற்காலத்தில், 50 மைல் உயரத்திற்குள் தான் வானவூர்தியைச் செலுத்தும் முயற்சியில் விஞ்ஞானமே முன்னேறி யுள்ளது.

1935ஆம் ஆண்டு பலூன் கொண்டோலா எக்ஸ்ப்ளோரர II என்ற கருவி அடைந்த 14 மைல் உயரம்தான் மனிதன் முதன் முதலாக அடைந்த வளிமண்டல உச்சநிலையாகும். 1953இல் வளிமண்டலத்தின் உச்ச எல்லை 16 மைலாக வானவூர்தியால் உறுதியாக்கப்பட்டது. அதே ஆண்டில் மனிதனால் செலுத்தப்படும் ராக்கெட் எக்ச் 22 மைல் உயரம் சென்றது. அடுத்து, 1957இல் பிளாஸ்டிக் பலூன் 19 மைல் உயரம் சென்றது. ஜெட் ஸ்ட்ரீம் (Jet Stream) என்னும் காற்றை ஆராய்ந்து பயன்படுத்தப் பட்டதன் விளைவாக மேன் மேலும் வளிமண்டல உயரத்தைப் பற்றிய உண்மைகளை அறிய முடிந்தது. இறுதியாக, இவ் விஞ்ஞான காலத்தில் செலுத்தப்படும் செயற்கைச் சந்திரன்கள் மேல் வளிமண்டல ஆராய்ச்சி யறிவைப் பற்றி ஒரு புதிய காலாரம்பத்தையே உண்டு பண்ணியுள்ளன.

வானிலை இயல்
(Meteorology)

கிரேக்க தத்துவ ஞானியான அரிஸ்டாட்டில் எழுதிய 'மீட்டியோரோலாஜிகா' (Meteorologica) என்ற நூற் பெயரிலிருந்து இவ்வானிலை இயல் என்ற வார்த்தை தோன்றியது. இந்நூல், வளிமண்டல உற்பன்னங்களைப் (Phenomena) பற்றி மட்டுமல்லாமல், வானநூல், பௌதிக பூமிநூல் முதலியவற்றைப் பற்றியும் ஆராய்கிறது. வானிலை இயல், வளிமண்டலத்தையும் அதன் உற்பன்னங்களையும் பற்றி அறிவிக்கும் சிறந்த அறிவியலாகும். இந்நூல், வாயுக்களின் தொகுப்பாகவுள்ள காற்றின் தன்மையை ஆராய பூதநூல் விதிகளைக் கையாளுகிறது. மேலும், வளிமண்டலத்தில் தோன்றும் மூலகங்களின் (Elements) பண்புகளைப் பூதநூல் விதிப்படி விளக்குவதுடன் நில்லாமல், அவைகளை, தரைநூல் தொடர்பான மூலாதாரங்கள் (Geographic factors)

எவ்வாறு பாதிக்கின்றன என்றும் விளக்குகிறது. மேலும் இது மிகப் பரந்த நிலப்பரப்பின் வாயுவின் நிலை, வளிப்பகுதி (Air Masses) வானிலை அறிக்கை (Weather forecasting) ஆகிய இவற்றைப் பற்றி ஆராய்கிறது. மேல்மண்டலம் வானப் போக்குவரத்தைப் பாதிப்பதால் அவ்விடத்தின் வாயு நிலையைப் பற்றியும் இது அறிவிக்கிறது. இவற்றினுலெல்லாம் குறிப்பிட்ட இடம், நேரம் (Time & place) இவற்றின் வாயு நிலையை விளக்க வாயு மண்டலத்தின் பெளதிகப் பண்புகள் (Physical properties), அவற்றின் நிலைமைகள் (Conditions) ஆகிய இவற்றைக் கூர்ந்து நோக்குதலும், அளத்தலும் மிக இன்றியமையாததாகிறது. அவ்வாறு அளந்து கூர்ந்து நோக்க வேண்டியவற்றுள் மிக முக்கியமானவை, 1. காற்றின் வெப்பநிலை, 2. காற்றின் அழுத்தம், 3. காற்றின் வேகமும் திசையும், 4. காற்றின் ஈர அழுத்தம் (Humidity), 5. மழை, பனிக்கட்டி இவற்றின் அளவு (The amount of precipitation), 6. முகில் கூட்டத்தின் அளவு (The amount of cloudiness) ஆகியவையாகும். வாயுநிலையைப் பற்றித் திட்டமாக அறியவும், வெவ்வேறு காலங்களில் வெவ்வேறு இடங்களிலுள்ள வாயுவின் நிலைமைகளை ஒப்பிட்டுப் பார்க்கவும், கருவிகளால் பதிக்கப்பட்ட முடிவுகள் கொண்ட எண்களின் அளவு மேற்கூறப்பட்ட மூலப் பண்புகளையறிய மிக அவசியமாகின்றது. உலகின்கண் முன்னணியில் நிற்கும் அநேக நாடுகளிலுள்ள வானிலைத்துறைகளால், மூலகங்கள் (elements) கூர்ந்து நோக்கிப் பதிவு செய்யும் முறைகள் ஆகியவற்றை அளக்கும் கருவிகள் தரப்படுத்தப்பட்டுள்ளன. வானிலை இயலைப் பற்றி நாம் ஆராயப் போவதில்லையாதலால் அவற்றைப் பற்றிய விரிவான விளக்கம் தேவையில்லை.

வானிலையும் காலநிலையும்

(Weather and Climate)

குறிப்பிட்ட ஓரிடத்தின் ஒரு நாளைய அல்லது ஒரு வாரத்திய வளிமண்டலத்தின் தன்மை, அதன் மூலகங்கள் ஆகிய இவற்றை அறிவிப்பது வானிலை எனப்படும். வெப்ப நிலை, மழைவீழ்ச்சி (Precipitation), ஈர அழுத்தம், காற்று, காற்றழுத்தம், ஆகாய நிலை ஆகிய மூலகங்களின் கலப்பினுல் வானிலை விளக்கப்படுகிறது. இவை வானிலை, காலநிலை ஆகியவற்றின் மூலாதாரங்களாகும். அன்றுடப் பல்வேறு வானிலைகளின் தொகுப்பே காலநிலையாகும். அதாவது, ஓர் ஆண்டு முழுவதுமுள்ள நாட்களின்

அன்ருட வானிலைகளின் தொகுப்பாகும். பொதுத் தன்மையை நிறுவுவதற்கும், ஓரிடத்தின் காலநிலையை யறிவதற்கும் நீண்ட காலமாகக் கூர்ந்து நோக்கிவந்த சராசரி மூலகங்கள் (Averages of elements) எடுத்துக் கொள்ளப்படுகின்றன. இருப்பினும், கென்ட்ரூ (W. G. Kendrew)* என்பவரின் கூற்றுப்படி மிக முக்கியமான பருவமாறுதல்கள், எப்போதும் உண்டாகும் வானிலை மாற்றங்கள் ஆகிய இவை யாவற்றையும் பற்றிய விளக்கம் இல்லையானுல் காலநிலையின் உண்மைத் தன்மையை யுணர முடியாது. வாயுநிலை மூலகங்களின் சராசரியைக் கொண்டு நிறுவப்படும் பொதுத்தன்மையோடு முக்கியமாக ஒவ்வோராண்டும் வெப்பம், மழை வீழ்ச்சி ஆகிய மூலகங்களின் அளவில் காணப்படும் அதிகமான ஏற்றத்தாழ்வுகள், சராசரி அளவிலிருந்து காணப்படும் வேறுபாடுகள் ஆகியவற்றை எடுத்துக் கொள்கிருர்கள். ஏனெனில் ஒவ்வோராண்டிலும் ஏற்படும் ஏற்றத் தாழ்வுகள் காரணமாக, ஓராண்டின் ஏதாவதொரு மூலகத்தின் (element) சராசரி அளவு, 30 அல்லது 35 ஆண்டுகளின் ஏதாவதொரு ஆண்டின் சராசரி அளவினது சரியான அளவாக இருக்க முடியாது. இது, முக்கியமாக மேற்காற்று வீசும் பிரதேசங்களில் காணப்படுகின்றது. இங்கு, வானிலை நாளுக்கு நாள் அடிக்கடி மாறுவதால் காலநிலையும் அடிக்கடி மாறும் தன்மைத்து என்பதைத் தவிர அதைப் பற்றித்திட்டமாகக் கூறுவது கடினமாகவுள்ளது. பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்தில் வானிலை அடிக்கடி மாறுதல் அடைவதில்லையாதலால் ஒரு நாளின் வானிலையைக் கொண்டு அந்தப் பிரதேசத்தின் காலநிலையை உறுதிசெய்ய முடிகிறது. அதாவது ஒருநாளின் வானிலை ஓராண்டுகால நிலைக்குச் சமம். ஆதலால் காலநிலை அன்ருட வானிலையின் தொகுப்பென்று சொல்லலாம். காலநிலை நூலில் (Climatology), காலநிலையின் காரணங்கள், மூலகங்கள், பரப்பினைக் கட்டுப்படுத்தி நிர்ணயிக்கும் காரணங்கள், பூமியின் மேலுள்ள பரப்பு ஆகிய இவை பற்றி முக்கிய மாக அல்லது சிறப்பாக ஆராயப்படுகிறது. மேலும், இவ்வாயுநிலை மூலகங்கள் மக்களினத்தையும், அவர்கள் செயல்களையும், பிராணி, தாவர இனங்களின் பரவல்களையும் எவ்வாறு பாதிக்கின்றன என்பதும், இதில் ஆராயப்படுகிறது.

* Climatology By W. G. Kendrew-page 12

காலநிலையின் கட்டுப்பாடுகள்
(Climatic Controls)

இடத்திற்கு இடம், நாளுக்கு நாள் காணப்படும் வாயுநிலையின் வேற்றுமைகளுக்கும், இடத்திற்கு இடம் காணப்படும் காலநிலையின் வேற்றுமைகளுக்கும் காரணம், நெருக்கம் (intensity), அளவு (amount), வானிலையிலும் காலநிலையிலுமுள்ள பல்வேறு மூலகங்களின் பரவல் (distribution) ஆகியவற்றின் மாற்றங்களே யாகும். காலநிலையின் கட்டுப்பாடுகளே இம்மாற்றங்களுக்கு ஏதுவாகும்.

1. அட்சரேகை அல்லது கதிரவன் ஏற்றக் கோணம், 2. நீர் மட்ட நிலமட்ட பரவல் ((Distribution of land & water Surfaces), 3. உயரம், 4. மலையரண்கள், 5. மிக, குறைந்த அழுத்த மையங்கள் (The high and low pressure centres), 6. பல்வேறு வகையான காற்றுகளும் புயல்களும் ஆகிய இவை கட்டுப்பாடுகளாம். உள்ளூர் இடவிபரம் (Local topography) பூமியை மூடியுள்ள தாவரம், பனி ஆகியவை போன்ற சிறிய கட்டுப்பாடுகளும் (Controls) நிறையவுள. இவைகள் வானிலை மூலகங்களைப் பாதிப்பதால் பல்வேறு வானிலை வகைகள் உண்டாகின்றன. தரைநூல் வல்லுநர், வானிலையின் வகைகள், அவற்றின் பரவல் ஆகியவை உயிர்களின் வாழ்க்கையை எவ்வாறு பாதிக்கின்றன என்பதைப் பற்றித்தான் அதிகமாகக் கருத்தைச் செலுத்துகின்றனர். பல்வேறு வானிலை வகைகளையும் அவற்றின் பரப்பையும், உயிருள்ளனவும் இல்லனவுமாகிய பொருள்கள் மீதுள்ள அவற்றின் விளைவுகளையும் பற்றித் திட்டமாகத் தெரிந்துகொள்வதற்குப் பல்வேறு மூலகங்களைப்பற்றி அலசி ஆராயவேண்டியிருக்கிறது. இனிவரும் இயல்களில் இப்பொருள்களைப் பற்றிய விவரங்கள் கூறப்பட்டுள்ளன.

இயல் 2

வெயிற்காய்வும் காற்றின் வெப்பநிலையும்

(Insolation and Air Temperature)

வெப்ப ஆதாரங்கள்

தட்பவெப்ப நிலைக்கான ஆதாரங்களில் மிகவும் முக்கியமானது காற்றின் வெப்பநிலையே ஆகும். ஏனெனில், இந்த வெப்பநிலையைச் சார்ந்தேதான், தட்பவெப்ப நிலையின் மற்ற எல்லா அம்சங்களும் பாதிக்கப்படுகின்றன. இதன் இன்றியமையாமையைக் குறித்து, இப்பொருள்பற்றி முதற்கண் ஆராய்வோம். அதாவது காற்று எவ்வாறு வெப்பமடைகிறது, இவ்வெப்பத்திற்கான ஆதாரங்கள் யாவை, காற்றின் வெப்பநிலை மாறுபடுவதற்கான காரணம் யாது என்பன போன்றவை பற்றியும், மற்றும் காற்றின் வெப்பநிலை பற்றிய வேறு சில விஷயங்களைப்பற்றியும் ஈண்டு கவனிப்போம்.

நாம் ஒரு கதிர்வீசியின் (Radiator) அருகிலிருக்கும்போது வெப்பம் அதிகமாயிருப்பதையும், அதனின்றும் தொலைவில் செல்லச் செல்ல வெப்பம் குறைவதையும் உணருகிறோம். இது போலவே நாம் வசிக்கும் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கருகில் இருக்கும் போது வெப்பம் அதிகமாயும், மேலே செல்லச் செல்லக் காற்றின் வெப்பம் குறைவாயும் இருப்பதைக் கொண்டு பூமியும் ஒரு கதிர்வீசி என்பதை அறிகிறோம். இவ்வாறு பூமியின் கதிர்வீசலின் மூலம் நமக்கு வெப்பம் கிடைக்கவில்லையாயின், இப்பூமியின் மேற்பரப்பில் உயிர் வாழ்தலரிது. வெப்பம், வாழ்க்கைக்கு இன்றியமையாத ஓர் அம்சமாகும். நாம் பெறும் வெப்பம் பூமியின் கதிர்வீசலின் மூலம் கிடைப்பதால், பூமி ஒரு நேரடியான வெப்ப ஆதாரம் (Direct Source of heat) என்றும், பூமியினுல் கதிரவனிடமிருந்து கவர்ந்த பிறகே கதிர்வீசலின் மூலமாக நமக்குக் கிடைப்

பதால், கதிரவனை மறைமுகமான ஆதாரம் Indirect Source) என்றும் கருதுகிறோம். கதிரவனைத் தவிர, திங்கள், விண்மீன்கள், மற்ற கோள்கள் இவைகளினின்றும் நாம் பெறும் வெப்பம் மிகமிகக் குறைவாக இருப்பதால், அது விட்டுவிடத்தக்கது. வெப்பத்திற்கு எஞ்சியுள்ள ஒரே ஓர் அடிப்படை பூமியின் உட்புறமாகும். இதிலிருந்து கிடைக்கும் வெப்பமானது, மிகவும் குறைவாக இருப்பதால் இது வளிமண்டலத்தின் வெப்ப நிலையை $\frac{3}{4}$ டிகிரி ஃபாரன்ஹீட்டிற்குத்தான் உயர்த்தப் போதுமானதாக இருக்கிறது. வளிமண்டலம் எவ்வாறு வெப்பமாக்கப்படுகிறது என்பது கதிரவன், பூமி இவைகளின் கதிர் வீசும் தன்மையினாலும், பூமி வளிமண்டலம் இவற்றின் ஈர்க்கும் ஆற்றலினாலும் விளக்கப்படுகிறது.

கதிரவனின் வெப்பக்கதிர்வீசல் அல்லது வெயிற்காய்வு (Solar Radiation or Insolation)

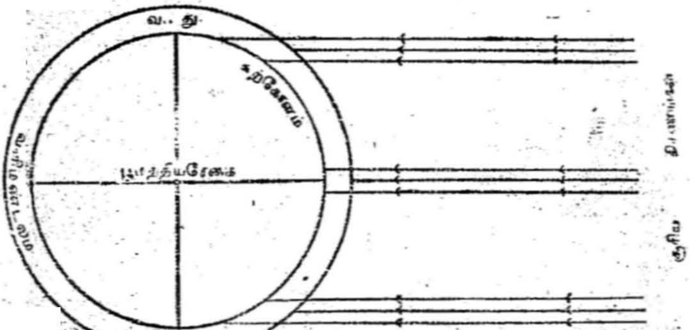
கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பம் வாழ்க்கைக்கு மிகவும் அவசியம் என்று முன்பே பார்த்தோம். உலகிலுள்ள ஆற்றல்களனைத்துமே கதிரவனுற்றலின் மாறுபட்ட வடிவங்களாகும். பூமியின் இயக்கங்களை (Motions of the earth) ஏற்படுத்துவதற்கும், அவற்றை நிலைபெறச் செய்வதற்கும், மற்றும் வளிமண்டலத்தில் அவ்வப்போது உண்டாகும் மாறுதல்களுக்கும் காரணமாயுள்ள ஆற்றலனைத்துமே கதிரவனின் வெப்பக் கதிர்வீசலின் மூலமாகவே கிடைக்கப் பெறுகிறது. கதிரவன் ஒரு பெரிய ஒளிரும் கோளமென்பது எல்லோரு மறிந்ததே. அது, பூமியைவிடப் பன்மடங்கு பெரிதாயுள்ளது. அதாவது, கதிரவனின் விட்டமானது பூமியின் விட்டத்தைப்போல் 100 மடங்கைவிடப் பெரியது. அதன் மேற்பரப்பின் வெப்பநிலை சுமார் 10,000 டிகிரி ஃபாரன்ஹீட் என்றும், மையத்தின் வெப்பநிலை 5,00,00,000 டிகிரி ஃபாரன்ஹீட் என்றும் கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. இத்தன்மை வாய்ந்த இந் நெருப்புக் கோளமாகிய கதிரவனிடமிருந்து வெளிப்படும் வெப்ப ஒளிக்கதிர்கள் வளிமண்டலத்தின் ஊடே புகுந்து, பூமியின் மேற்பரப்பை அதிக அளவில் வந்தடைகின்றன. இக்கதிர்கள் வளிமண்டலத்தினூடே புகுந்து புறப்படுமுன்பு, கோள்களுக்கிடையேயுள்ள வெட்டவெளியைக் (Interplanetary Space) கடந்து வருகின்றன. பூமிக்கும் கதிரவனுக்குமிடையே உள்ள தூரம் சுமார் 93 மில்லியன் மைல்களாகும். பூமியானது கதிரவனுக்கு வெகு தொலைவிலிருப்பதால், அது கதிரவன் வெப்பக் கதிர் வீசலில் மிகச் சிறிய ஒரு பகுதியையே ஈர்க்கிறது. இந்த அளவு சுமார் $\frac{1}{2,00,00,00,000}$ என்று நிர்ணயிக்கப்பட்டுள்ளது. இக் குறைந்த அளவு வெப்பமே பூமியின் மேற்பரப்பில் உள்ள உயிர்த் தொகுதி

களுக்குப் போதுமானதாக உள்ளது. பொருள்களிலிருந்து கதிர் வீசலின் மூலம் வெளிப்படும் வெப்பம் மின்காந்த அலைகள் (Electro Magnetic Waves) வடிவிலுள்ளன. ஒளிரும் பொருள்களினின்று கதிர்வீசப்படும் வெப்பமானது குறுகிய மின்காந்த அலைகளைக் கொண்டதாயும், ஒளிராத பொருள்களினின்று வீசப்படும் வெப்பக் கதிர்கள் நீண்ட அலை நீளங்களைக் கொண்டதாயுமுள்ளன. இவைகளுக்கு முறையே கதிரவனையும் பூமியையும் எடுத்துக்காட்டாகக் கூறலாம். இந்த அலைகளின் வேகம் நொடிக்கு 1,86,000 மைல்களாகும். ஒளிரும் பொருள்களின் வெப்பநிலை அதிகமாயிருப்பதால், அவற்றின் கதிர்வீசல் சக்தி வாய்ந்ததாயிருக்கிறது. இந்த அலைகளின் நீளம் $\frac{1}{100}$ முதல் $\frac{1}{1,00,000}$ அங்குலம் வரை வேறுபடுகிறது. இவ்வாறு அலைகள் வடிவில் கதிரவனின் வெப்பம் பூமியை வந்து அடைவதைத்தான் 'கதிரவனின் வெப்பக்கதிர் வீசல்' (Solar Radiation) அல்லது 'வெயிற் காய்வு' என்று சொல்லுகிறோம். ஏற்கெனவே கூறியுள்ளபடி கதிரவனின் வெப்பநிலை அதிகமாயிருப்பதனால், அதன் கதிர்வீசலை நாம் ஒளி வடிவத்தில் காணமுடிகிறது. ஆனால் பூமியோ குறைந்த வெப்பநிலையிலிருப்பதால், அதன் வெப்பக் கதிர்வீசல் நம் கண்களுக்குத் தெரிவதில்லை. இவற்றைத் தவிர வேறு சில மின்காந்த அலைகளையும் நம்மால் பார்க்க முடிவதில்லை. அவை முறையே குறுகிய அலை நீளத்தையுடைய ஊதாநிற மேற்கதிரும் (ultra violet) அதிக அலை நீளத்தையுடைய சிவப்புநிறக் கீழ்க்கதிருமாகும் (Infra Red).

வெயிற்காய்வு, தட்பவெப்ப நிலையைக் கட்டுப்படுத்தும் ஓர் அம்சமாதலால் பூமியின் மேற்பரப்பில் அதன் பரவலைப்பற்றி அறிந்துகொள்வது மிக அவசியமாகும். மேலும், இப்பரவலைத் தீர்மானிக்கும் அம்சங்களை இங்கு சற்று விரிவாக ஆராய்வோம். இவைகளில் முக்கியமானது வளிமண்டலத்தின் சிதறல், ஈர்ப்பு (absorption), பிரதிபலிப்புத் தன்மைகளாகும். ஏனெனில் கதிரவனின் ஒளிக்கதிர்கள் வளிமண்டலத்தைக் கடந்த பின்பே பூமியின் மேற்பரப்பை வந்தடைவதால், அவ் வெப்பத்தின் அளவு மேற்கூறிய வளிமண்டலத்தின் தன்மைகளால் பாதிக்கப்படுகிறது. இதைப் பற்றிப் பின்னொரு பகுதியில் விரிவாகப் படிப்போம்.

பூமி, கதிரவனிடமிருந்து ஈர்க்கும் வெப்பம், கதிரவனின் முழு வெப்பக் கதிர்வீசலில் மிகச்சிறிய பகுதியேயாயினும், அதன் ஆற்றல் மிக அதிகமாகும். இது கலோரி (Calorie) என்னும் அளவில் குறிக்கப்படுகிறது. கதிரவனொளிக்கதிர்கள் பூமியின் மேற்பரப்பில் சாய்வாக விழும்போது அதன் தீவிரம் (Intensity) குறைவாயும், செங்குத்தாக விழும்போது குறைந்த பரப்பில்

அச்சக்தி முழுவதும் திரட்டப்படுவதால் அதன் தீவிரம் அதிகமாயுமுள்ளது. (படம் 2—1) பூமிக்குச் சுமார் 93 மில்லியன் மைல் தூரத்திலிருக்கும் கதிரவனின் ஒளிக்கதிர்கள், பூமியின் மேல் செங்குத்தாக விழும்போது அதன் தீவிரம் ஒரு சதுர சென்டி மீட்டருக்கு, ஒரு நிமிடத்திற்கு, 1·94 கலோரிகள் என்று கணக்கிடப்பட்டிருக்கிறது. இதைத்தான் கதிரவனின் நிலைஎண் (Solar constant) என்று சொல்கிறார்கள். இது, சில காரணங்களால் இடத்திற்கிடம் மாறுபடுகிறது. அவைகளில் மிக முக்கியமானவை இரண்டு, கதிரவனின் ஏற்றக்கோணம் (angle of elevation or Sun's altitude) ஒன்று; மற்றொன்று, வெயிற்காய்வின் கால நீட்சியும் (Duration of Insolation) பகற் பொழுதின் நீட்சியுமாகும்.



படம் 2—1

கதிரவனின் ஒளிக்கதிர்கள் பூமியின் மேல் சாய்வாக விழும் பொழுது, அதிகப் பரப்பை அடைத்துக் கொள்வதால், அதன் தீவிரம் ஒரு யூனிட் பரப்பிற்கு, பூமியின்மேல் செங்குத்தாக விழும் ஒளிக்கதிர்களின் தீவிரத்தைக் காட்டிலும், குறைவாகவுள்ளது என்பதைச் சற்றுமுன் பார்த்தோம். இதற்குக் காரணம், ஒளிக்கதிர்கள் சாய்வாக விழும்போது செங்குத்தாக விழும் ஒளிக்கதிர் போலல்லாமல், வளிமண்டலத்தின் நீண்ட தூரத்தைத் தாண்டிச் செல்லவேண்டியிருப்பதாகும். இதனால், வளிமண்டலத்தின் சிதறல், பிரதிபலிப்பு, ஈர்ப்பு இவற்றால் ஏற்படும் வெப்ப நஷ்டம் அதிகமாகும். இக்காரணத்தினாலேயே குளிர்காலத்தில், கோடைக் காலத்தைப் போல் வெப்பம் அவ்வளவு கடுமையாக உறைப்பதில்லை. இரண்டாவது அம்சமாகிய பகற்பொழுதின் நீட்சியைப் பற்றி அதிகம் சொல்லத் தேவையில்லை. ஏனெனில் பகற்பொழுது

அதிகமாக ஆக, கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தினளவும் அதிகரிக்கிறது. அட்டவணை 1இல் இது நன்கு விளக்கப்பட்டுள்ளது.

இடத்திற்கிடம், காலத்திற்குக் காலம், வெப்பத்தின் அளவில் ஏற்படும் மாறுபாடுகளுக்குக் காரணம், வளிமண்டலத்தின் ஒளிபுகு தன்மையாகும் (transparency of the atmosphere). ஒரே அட்ச ரேகையிலுள்ள எல்லா இடங்களிலும் கதிரவனின் படுகிரணமும், பகற்பொழுதின் நீட்சியும் ஒரேமாதிரி இருப்பதால் அங்குக் கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தினளவும் சமமாக இருக்கிறது. பொதுவாகக் கதிரவனின் வெப்பம், பூமத்திய ரேகைப் பிரதேசங்களில் மிக அதிகமாகவும், துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்லக் குறைந்து கொண்டும் போகிறது. மேலே கூறியபடி ஒரே அட்சரேகையிலுள்ள எல்லா இடங்களிலும் கிடைக்கும் வெப்பத்தினளவு சமமாயிருந்தபோதிலும், அங்குள்ள எல்லாவிடங்களிலும் ஒரேமாதிரியான தட்பவெப்பநிலை காணப்படுவதில்லை. இதற்கான காரணங்கள் வருமாறு: கதிரவனது மேற்பரப்பில் அவ்வப்போது ஏற்படும் மாறுதல்களினால் அதனின்று கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தினளவிலும் ஏற்றத்தாழ்வு காணப்படுகிறது. இம்மாறுபாடுகளில் முக்கியமானது கதிரவனது மேற்பரப்பிலுள்ள சூரியப் புள்ளி (Sun Spot) களின் எண்களாகும். ஆனால் இம்மாறுபாடு மிகக் குறைந்த அளவில் தான் ஏற்படுகிறது. இதனளவு ஒன்றிலிருந்து 2 சதவிகிதம் வரையுள்ளதென்று கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. இவ்வாறு கதிரவனின் வெப்பத்தில் அன்றாடம் ஏற்படும் மாற்றங்களே, வானிலை, தட்பவெப்பநிலை ஆகிய இவற்றை நிர்ணயிக்கின்றன. மேலே சொல்லப்பட்ட சூரியப்புள்ளிகளின் எண்ணிக்கையிலேற்படும் மாறுபாடு சுமார் 11 ஆண்டுகளுக்கொருமுறை உண்டாகிறது. கதிரவன் தோற்றத்தில் ஏற்படும் மாறுதல்களுக்கான மற்ற அம்சங்கள் இன்னும் அறியப்படவில்லை. வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சியில் (General circulation of the atmosphere) ஏற்படும் மாறுபாடுகள், தட்பவெப்பநிலையை வெகுதூரம் பாதிக்கின்றன. ஏற்கெனவே சொல்லியுள்ள கதிரவன் தோற்றத்தில் ஏற்படும் மாறுதல்களுக்கும் உலகத் தட்பவெப்ப நிலையில் ஏற்படும் மாறுதல்களுக்கும் உள்ள பிணைப்பு இன்னும் நிறுவப்படவில்லை.

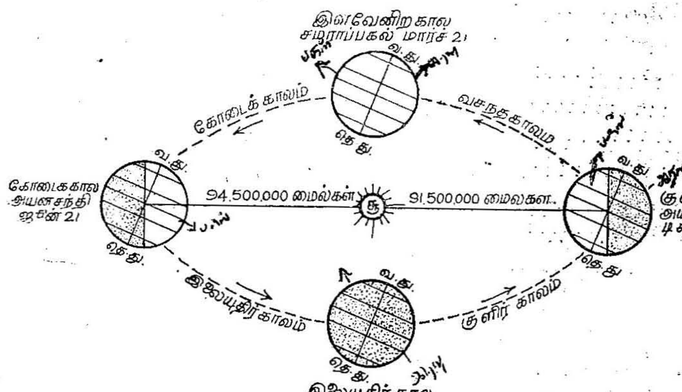
கதிரவனுக்கும் பூமிக்கு மிடையேயுள்ள தூரம் சராசரி 93 மில்லியன் மைல்களென்றும், இந்தத் தூரம் அவ்வப்போது மாறுபடுகிறதென்றும் ஏற்கெனவே பார்த்தோம். இதற்குக் காரணம் பூமியின் இயக்கங்களாகும். சூரிய மண்டலத்தில் காணப்படும் கோள்களில் பூமியுமொன்றாகும். சூரியன் மற்றக்கோள்கள் ஆகியவற்றின் கவர்ச்சியினால், பூமி தன்னிடத்தில் நிலைநிறுத்தப்பட்டிருக்கிறது.

பூமிக்கு மூன்று இயக்கங்கள் உண்டு. அவைகளில் முக்கியமானவை இரண்டு. அவற்றிலொன்று தன்னைத்தானே சுற்றிக் கொள்வதாகும். மற்றொன்று சூரியனைச் சுற்றி வருவதாகும். முன்னதை தினகதி (Rotation) என்றும், பின்னதை ஆண்டுக்கதி (Revolution) என்றும் சொல்கிறோம். மூன்றாவது இயக்கம் வாப்லிங் (Wobbling) என்று சொல்லப்படுகிறது. பூமி ஒருமுறை தன்னைத்தானே, சுற்றிக்கொள்ளச் சுமார் 24 மணிநேரம் அல்லது ஒரு நாளாகிறது. அதேபோல் கதிரவனை ஒரு முறை சுற்றிவர சுமார் 365¼ நாட்களாகின்றன. இதைத்தான் ஓராண்டென்று சொல்கிறோம். இந்த இயக்கங்களைக் கட்டுப்படுத்துவது மேற்சொன்ன சூரிய மண்டலத்திலுள்ள கோள்களும் சூரியனுமாகும். பூமி தன் அச்சின்மேல் மேற்கிலிருந்து கிழக்காகச் சுழல்கிறது. இந்த அச்சுதான் பூமியின் மிகக் குறைந்த விட்டமாகும். வட துருவமும் தென்துருவமும் இந்த அச்சின் முனைகளாகும். இவ்வாறு பூமி தன் அச்சின்மீது சுழலும்போது ஒரு பகுதி கதிரவனுக்கெதிராகவும், மறுபகுதி கதிரவனினின்று மறைக்கப்பட்டுமுள்ளது. அப்பொழுது கதிரவனுக்கெதிராகவுள்ள பகுதிக்கு வெளிச்சம் கிடைப்பதால் அங்குப் பகலாகவும் மறுபகுதி இருளாக இருப்பதால் அங்கு இரவாகவும் உள்ளது. எனவே, இரவு பகல் மாறி மாறி உண்டாவதற்குப் பூமியின் தினகதியே காரணமாகும். இந்த இயக்கந்தான், சந்திரன், கதிரவன், விண்மீன்கள் ஆகிய இவற்றின் இயக்கங்களுக்கு அடிப்படையாக உள்ளது. அதாவது மேற்சொன்ன கோள்களும் விண்மீன்களும் கிழக்கில் தோன்றி மேற்கில் மறைவதுபோல் தோன்றுவது பூமியின் மேற்கிலிருந்து கிழக்கு நோக்கிச் சுழலும் இயக்கமேயாகும். கதிரவனுக்கு நேராக வரும் பகுதிகளெல்லாம் ஒருநாளில் இருமுறை – கதிரவன் தோன்றும் போதும் மறையும்போதும் ஒளிவட்டத்தைக் கடக்கின்றன. மேலும், பூமியின் மேற்சொன்ன இயக்கம், காற்றடிக்கும் திசைகள், கடல் நீரோட்டங்கள் ஆகிய இவற்றையும் பாதிக்கிறது.

இனி, பூமியின் ஆண்டுக் கதியைப்பற்றிப் பார்ப்போம். பூமி, கதிரவனைச் சுற்றிவரும்போது, அதனச்சு ஒரே கோணத்தில் சாய்ந்துள்ளது. அதாவது, பூமி தன் பாதையில் வெவ்வேறு நிலையில் காணப்பட்டாலும் அதன் அச்சுச் சாய்வுக்கோணம் மாறுவதில்லை. இது, பூமியின் அச்சு நேர்க்குத்திலிருந்து (Perpendicular) 23½° என்று கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. இது தான் பூமியினது அச்சின் ஒரு போகுநிலை (Parallelism) என்று குறிக்கப்படுகிறது. பூமி, கதிரவனைச் சுற்றிவரும் பாதை (Orbit) சிறிது நீண்ட வட்டமாயுள்ளது (Elliptical). இவ்வாண்டுக் கதியின் வேகம் மணிக்கு 66,000 மைல்களுக்குச் சற்று அதிகமாயுள்ளது. பூமியின்

மேற்சொன்ன இயக்கங்களினாலும், அதன் ஒரு போகுநிலையி னாலும், உலகத் தட்பவெப்ப நிலைகளில் மாறுபாடுகள் உண்டா கின்றன. இவை யாவற்றிலும், மிகவும் முக்கியமானது பூமியில் சூரியவெப்பத்தின் வியாபனமும், அதனால் உண்டாகும் பருவ மாறுதல்களுமேயாகும். இவ்வாறு பூமியின் ஆண்டுக்கதியினால், இராப்பகல் காலங்களின் நீட்சியிலும், நண்பகல் கதிரவனின் ஏற்றக் கோணத்திலும் வேறுபாடு ஏற்படுவதன் காரணத்தினால், பருவ மாறுதல்கள் உண்டாகின்றன.

மேனாட்டு வானநூல் அறிஞர்கள் ஓராண்டில் 4 பருவகாலங் கள் உள்ளன என்று மெய்ப்பித்திருக்கிறார்கள். அவை முறையே குளிர்காலம் (Winter), இளவேனிற்காலம் (Spring), கோடைக் காலம் (Summer), இலையுதிர்காலம் (Autumn), என்றும், அவை ஒவ்வொன்றும் மூன்று மாத காலம் நீடிக்கிறது என்றும் கூறப்படு கிறது. இந்துக்களின் ஆராய்ச்சிப்படி, ஓராண்டில் 6 பருவகாலங் கள் இருப்பதாகக் கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. அவை முறையே இளவேனிற்காலம், கோடைக்காலம், மாரிக்காலம், இலையுதிர் காலம், முன்பனிக்காலம், பின்பனிக்காலம் என்பனவாம். கீழே காணப்படும் 2—2 படத்திலிருந்து பருவகாலங்கள் எவ்வாறு ஏற்படுகின்றன என்பது நன்கு விளங்கும்.

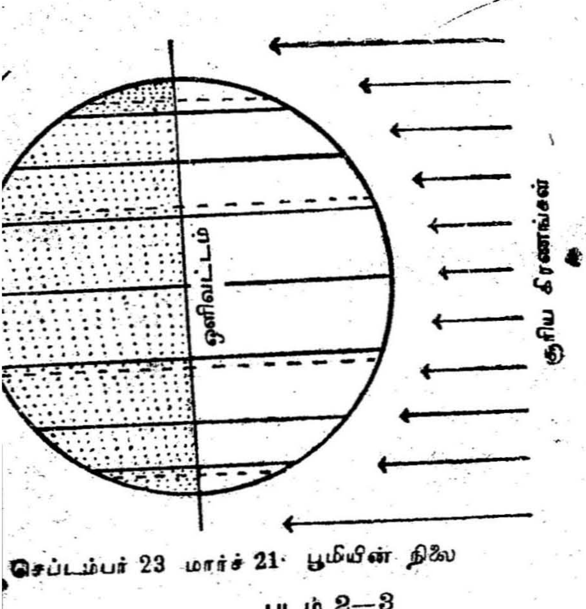


படம் 2—2

பூமி, கதிரவனைச் சுற்றிவருகையில் ஆண்டில் இருமுறை அதா வது, மார்ச் 21ஆம் தேதியன்றும், செப்டம்பர் 23ஆம் தேதியன் றும், கதிரவனுடைய கதிர்கள் பூமத்திய ரேகையின்மீது செங்குத் தாக விழுவதால், இந்நாட்களில் பூமியின் எல்லா அட்சரேகைட்

ரிலும், இரவும் பகலும் சமநீட்சியுள்ளவையாக (இரவு நேரம் ரி பகல் நேரம் 12 மணி) இருப்பதால் இந்நாட்களைச் சம பகல் நாட்கள் (Equinoxes) என்று சொல்கிறார்கள். (படம் அவை முறையே இளவேனிற்கால சமராப்பகல், இலையுதிர் சமராப்பகல் என்று கூறப்படுகின்றன. இளவேனிற்கால பகல் காலத்தில் கதிரவன் தென் கோளார்த்தத்திலிருந்து யரேகையைத் தாண்டி வடகோளார்த்தத்திற்குச் செல்

இவ்வாறு கதிரவனின் பெயர்ச்சியைக் (Apparent North-Migration) குறித்துத் தமிழர்கள் ஏப்ரல் 14ஆம் தேதியை டுப் பிறப்பாகக் கொண்டாடுகிறார்கள். ஆனால் கதிரவன், ய ரேகையைத் தாண்டுவது ஏப்ரல் 14ஆம் தேதி இல்லை ம், அது மார்ச் 21ஆம் தேதியென்றும் நமக்குத் தெரிந் பும் பழைய வழக்கத்தை யொட்டியே அது தொடர்ந்து றது. 2,000 ஆண்டுகளுக்கு முன் கதிரவனது வடபாற் ச்சி ஏப்ரல் 14ஆம் தேதியாக இருந்தது. ஆனால் இப்



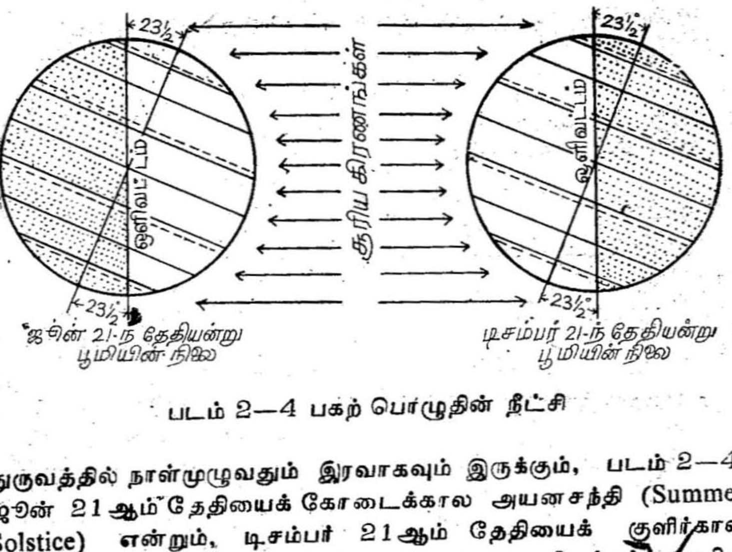
செப்டம்பர் 23 மார்ச் 21 பூமியின் நிலை

படம் 2—3

ழுது அது மார்ச் 21ஆம் தேதியாகவுள்ளது. இதன்படி ரின் புத்தாண்டுப் பிறப்பு மார்ச்சு 21ஆம் தேதியாக இருக் வேண்டும். வருங்காலத்தில் பல்லாண்டுகளுக்குப் பின் அது படக்கூடும். 5,000 ஆண்டுகளுக்கு முன் கதிரவனின் வட ...ச்சி மே மாதம் மூன்றும் வாரத்தில் ஏற்பட்டதாக நம்பப்

படுகிறது. இதுபற்றி வான நூல் நன்கு விளக்கும். இலையுதிர்காலச் சமராப்பகலின்போது கதிரவன் வடகோளார்த்தத்திலிருந்து தென் கோளார்த்தத்திற்கு வருகிறது. இக் காலங்களின்போது, கதிரவனின் வெப்பம் பூமத்தியரேகையின் அருகே அதிகபட்சமாயும், துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்லக் குறைந்து கொண்டே போய் இறுதியில் பூஜ்யமாகவும் உள்ளது.

ஜூன் 21 ஆம் தேதியிலும், டிசம்பர் 21 ஆம் தேதியிலும் பூமியானது தன்னுடைய அயனவீதியில் முன் சொல்லப்பட்ட சமராப்பகல் நிலைகளுக்கு (Eqninoxial position) நடுவழியே காணப்படுகிறது. அச்சமயங்களில் கதிரவனின் ஒளிக்கதிர்கள் பூமியின் மேல் $23\frac{1}{2}°$-க்குச் சாய்ந்து விழுவதால் ஒரு துருவத்தில் நாள் முழுவதும் (அதாவது 24 மணி நேரமும்) பகலாகவும், மற்றொரு



படம் 2—4 பகற் பொழுதின் நீட்சி

துருவத்தில் நாள்முழுவதும் இரவாகவும் இருக்கும், படம் 2—4. ஜூன் 21 ஆம் தேதியைக் கோடைக்கால அயனசந்தி (Summer Solstice) என்றும், டிசம்பர் 21 ஆம் தேதியைக் குளிர்கால அயனசந்தி (Winter Solstice) என்றும் கூறுகிறார்கள். சூரிய கிரணங்கள் மேற்சொன்னவாறு சாய்ந்து விழுவதால் அவை பூமத்தியரேகையில் செங்குத்தாயும் மற்ற இடங்களில் அதாவது துருவ வட்டம் $66\frac{1}{2}°$ அட்சரேகை வரை சாய்ந்தும் விழுகின்றன. அதனால்தான் $66\frac{1}{2}°$ அட்சரேகைக்கு அப்பாலுள்ள பிரதேசங்களில் முழுவதும் இரவாகவோ பகலாகவோ உள்ளன. துருவப்பிரதேசத்தில் 24 மணி நேரமும் கதிரவன் தொடுவானத்தில் சஞ்சரித்துக் கொண்டிருப்பதால் அங்கு நள்ளிரவில் கதிரவனைக் காணமுடிகிறது (Land of the midnight Sun).

பூமத்தியரேகைக்கும் $66\frac{1}{2}°$ அட்சரேகைக்கு மிடையேயுள்ள பிர தேசங்களில் அட்சரேகைக்குத் தக்கவாறும், கதிரவனது படு கிரணத்தைப் பொறுத்தும் இரவுபகல் காலங்களின் நீட்சி மாறு படுகிறது. ஜூன் மாதம் வடகோளார்த்தத்திற்குக் கோடைக் காலமாகவும், தென் கோளார்த்தத்திற்குக் குளிர்காலமாகவும், டிசம்பர் மாதத்தில் இந்நிலை நேர்மாறாகவும் உள்ளது.

பூமியின் மேற்பரப்பில் சூரிய வெப்பக் கதிர் வீசலின் பலனும் அதன் பரவலும்

Effect of the Sun's Rays on the Earth's Surface, and Distribution of Insolation

மேற்சொல்லப்பட்ட விளக்கங்களிலிருந்து பொதுவாகப் பூமத்தியரேகைக்கருகில் வெப்பம் அதிகபட்சமாயும், அதனின்றும் துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்லக் குறைகிற தென்றும் தெரிகிறது. கடகரேகைக்கும், மகர ரேகைக்குமிடையேயுள்ள பிரதேசத்தில்தான், நண்பகல் கதிரவன் தலைக்கு நேராகக் காணப் படுகிறது. இப்பிரதேசத்தில் கதிரவன் பூமத்திய ரேகைக்கு வடக் கேயும் தெற்கேயும் சஞ்சரிப்பதால், இதை அனுசரித்து அதிக வெப்பமுள்ள மண்டலம் (Belt of Maximum Insolation) மேலும் கீழுமாக நகருகிறது. முக்கியமாகச் சமராப்பகல் காலங்களின் போது பூமத்திய ரேகைப் பகுதியில் வெப்பம் அதிக பட்சமா யுள்ளது. துருவப் பிரதேசங்களில் கிடைக்கும் வெப்பத்தின் அளவு, பூமத்திய ரேகைப் பகுதியில் கிடைக்கப்பெறும் வெப் பத்தில் 40 சதவிகிதமேயாகும். ஒரு குறிப்பிட்ட அட்சரேகையில் வருடாந்திர வெப்ப வியாபனத்தை அறிவதற்கு, அப் பிர தேசத்தில் அயனசந்தியின்போதுள்ள வியாபனத்தைத் தெரிந்து கொண்டால் போதுமானது. ஏனெனில் மேற்சொன்ன இரண்டு சமயங்களிலும் நிலைமை ஒரே மாதிரியுள்ளது. இவ்வாறிருந்த போதிலும், வருடாந்திர வெப்ப வியாபனத்திற்கும், அயன சந்தியின் போதுள்ள வியாபனத்திற்கு மொரு சிறு மாறுதல் உண்டு. அதாவது அயன சந்தியின்போது துருவப் பிரதேசத்தில் வெயிற் காய்வு அறவே இல்லாமலும், வருடாந்திர வியாபனத்தின் போது, வெப்பத்தினளவு அதைவிடச் சற்று அதிகமாயுமுள்ளது. உலகின் தட்பவெப்ப நிலை இந்த வெப்ப வியாபனத்தைச் சார்ந் துள்ளதால், இது மிகவும் முக்கியமாயுள்ளது. இவ்வயனசந்தி காலத்தில்தான் இரண்டு கோளார்த்தங்களிலுமே சமமான அளவு வெப்பம் கிடைக்கப்பெறுகிறது. இதனால் காற்றின் வெப்பநிலை,

வெயிற் காய்வும் காற்றின் வெப்ப நிலையும்

அழுத்தம், மழை ஆகிய இவை அயன சந்தி காலத்தில் இரு கோளார்த்தங்களிலும் ஏறக்குறைய ஒரே மாதிரியாக உள்ளன.

$23\frac{1}{2}°$ வட அட்சரேகைக்கும், $23\frac{1}{2}°$ தென் அட்சரேகைக்கு மிடையிலுள்ள எல்லா இடங்களிலும் ஒவ்வோராண்டும், ஒன்று அல்லது இரண்டு நாட்களுக்குக் கதிரவன் தலைக்கு நேராக ஒளிர்கிறது. பூமத்தியரேகையிலிருந்து விலகிச் செல்லச் செல்ல அங்குள்ள பிரதேசங்களில் பகற்பொழுதின் நீட்சி அதிகமாகிக் கொண்டே போகிறது. இதனால் வடகோளார்த்தத்தில், பூமத்திய ரேகைப் பிரதேசத்தில் தலைக்கு நேராக ஒளி வீசும்போது, அங்குள்ள வெப்பத்தைக் காட்டிலும், நடுவேனிற் பகலில் அயன மண்டலம் அதிக வெயிற்காய்வைப் பெறுகிறது.

அட்சரேகைக்குத் தக்கவாறு பகற்பொழுதின் நீட்சி எவ்வாறு மாறுபடுகிறது என்பதைக் கீழ்க்காணும் அட்டவணை விளக்கு கிறது.

அட்டவணை 1.

	அட்ச ரேகை	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	$66\frac{1}{2}°$
பகற் பொழுது நீட்சி	ம. நி.	12.0	12.35	13.13	13·56	14·51	16·9	18.30	24·0
பகற் பொழுது குறைவு	ம. நி.	12·0	11·25	10·47	10·4	9·9	7·51	5·30	0.0

கோடைக்காலத்தின்போது 60° வடஅட்சரேகையில் இருப் பதைவிட, அயனமண்டலப் பிரதேசத்தில் வெப்பம் அதிகமாக இருந்தபோதிலும், இங்கு வெப்பம் அதிக நேரம் தொடுவானத்தில் (Horizon) இருப்பதில்லை. ஆனால் 60° வடஅட்சரேகைப் பிர தேசத்தில், சூரிய கிரணங்கள் பூமியின்மேல் சாய்வாக விழுந்த போதிலும், பகற்பொழுது அதிகமாக இருப்பதால் அங்குக் கிடைக்கப்பெறும் சூரிய வெப்பத்தினளவானது, கடகரேகைப் பிரதேசத்தில் கிடைக்கப் பெறும் வெப்பத்தின் அளவைவிட அதிகமாக உள்ளது. இந்த வெப்பத்தினளவானது துருவ வட்டத்திலிருந்து ($66\frac{1}{2}°$ அட்சரேகை) துருவத்தை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல அதிகரித்துக்கொண்டேபோகிறது. ஏனெனில்,

இங்கு 24 மணி நேரமும் கதிரவன் தொடுவானத்திற்குமேல் காணப்படுகிறது. கதிரவனின் ஏற்றக் கோணம் குறைந்து கொண்டே போய், முடிவில் துருவங்களில் $23\frac{1}{2}°$ மட்டுமேயுள்ளது. இவ்வாறிருந்தபோதிலும் அங்கு 24 மணி நேரமும் கதிரவனின் ஏற்றக்கோணம் ஒரே அளவில் உள்ளதால், பகலில் இழக்கும் வெப்பத்தை இரவில் பெறுகிறது. இக்காரணத்தினுலேயே நடு வேனிற் பகற்பொழுதுகளில் துருவங்களுக்குக் கிடைக்கும் வெப்பமானது மற்ற எந்த அட்சரேகைப் பிரதேசமும் 24 மணி நேரத்தில் பெறும் வெப்பத்தைவிட அதிகமாக உள்ளது. தென் துருவத்தில் கிடைக்கப் பெறும் வெப்பத்தின் அளவானது வட துருவப் பிர்தேசத்தில் கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தைக் காட்டிலும் சிறிது அதிகமாக உள்ளது. ஏனெனில் பூமியானது ஜூன் 21 ஆம் தேதி இருப்பதைவிட, டிசம்பர் 21ஆம் தேதியன்று கதிரவனுக்குச்சற்று அருகில் உள்ளது. (படம் 2—2)

அட்சரேகைக்குத் தக்கவாறு வெப்பத்தினளவு எவ்வாறு மாறுபடுகிறது என்பதைக் கீழ்க்காணும் அட்டவணை விளக்குகிறது.

அட்டவணை—2.

அட்சரேகை வடக்கு	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
வெயிற் காய்வு ஜூன் 21	881	975	1045	1088	1107	1105	1093	1130	1184	1202

அட்டவணையில் கொடுக்கப்பட்டுள்ள கதிரவன் வெப்பத்தின் முழு அளவைப் பார்க்கும்போது நமக்கு வியப்பாக இருக்கிறது. இவ்வட்டவணையிலிருந்து நாமறிவ தென்னவெனில் வடதுரு வத்தில் ஜூன் 21 ஆம் தேதி (நடுவேனிற்பகல்-Midsummer day) கிடைக்கப் பெறும் கதிரவன் வெப்பத்தின் அளவு உலகில் மற்ற எல்லா இடங்களைவிட அதிகமாக உள்ளது. இந்த வெப்பத்தின் அளவு அதிகமாக இருந்தபோதிலும் இங்குக் காற்றின் வெப்ப நிலைக்கும் கதிரவன் வெப்பத்தினளவிற்கும் அதிக வேற்றுமை காணப்படுகிறது. அதாவது, உறைந்து காணப்படும் வடதுருவப் பிரதேசத்திலும், பனி மூடிக் கிடக்கும் தென்துருவப் பிரதேசத்திலும் காற்றின் வெப்பநிலை ஒவ்வொரு மாதமும் 32° ஃபாரன்

ஹீட்டுக்கு (தண்ணீரின் உறைநிலை—0° சென்டிகிரேட் அல்லது 32° ஃபாரன்ஹீட்) அதிகமாக இருப்பதில்லை. ஏனெனில் இங்குக் கிடைக்கப்பெறும் அதிகப்படியான கதிரவன் வெப்பமானது, பனிக்கட்டியை உருகச்செய்வதில் பயன்படுகிறதே யன்றிக் காற்றின் வெப்ப நிலையை உயர்த்துவதில்லை.

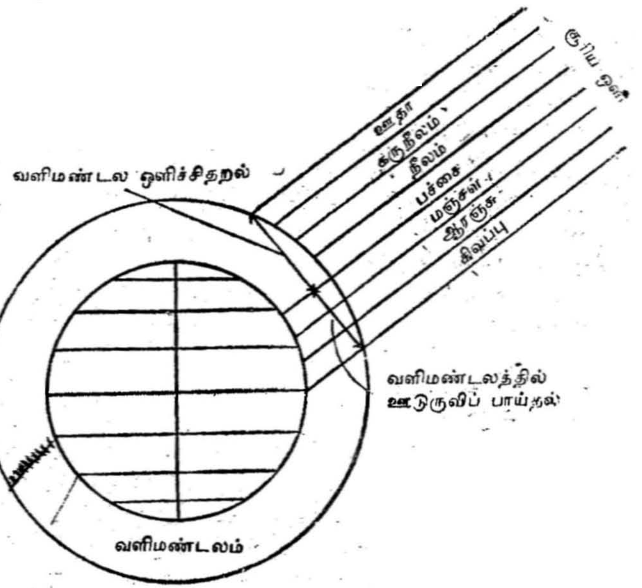
ஓரிடத்திலுள்ள காற்றின் வெப்பநிலைக்கும் அங்குக் கிடைக்கப் பெறும் சூரிய வெப்பத்தினளவிற்கும் உள்ள வேறுபாட்டின் காரணத்தை அறிந்து கொள்ள இரண்டு முக்கியமான விஷயங்களை மனத்தில் கொள்ளவேண்டும். முதலாவதாக, அட்டவணையில் கொடுக்கப்பட்டிருக்கும் எண்கள் ஒரு நாளில் கிடைக்கப் பெறும் வெப்பத்தின் அளவைக் குறிக்கிறதே தவிர, காற்றின் வெப்பநிலையைக் குறிக்கவில்லை. ஆகவே இவ்விரண்டு அம்சங்களுக்கும் யாதொரு தொடர்பு மில்லை. இரண்டாவதாக, சூரிய வெப்பம் வளிமண்டலத்தினூடே செல்லுகையில், அதனால் கவரப்படும் வெப்பத்தினளவு இங்குக் கணக்கில் எடுத்துக் கொள்ளப் படவில்லை. அட்டவணையில் கொடுக்கப்பட்டிருக்கும் வெப்ப அளவுகள் கணித முறைப்படி கணக்கிடப்பட்டிருப்பதால், இவை தட்பவெப்ப நிலையைப் பொறுத்தவரையில் நடைமுறையில் முக்கியமாகக் கருதப்படவேண்டியதில்லை.

பூமியின் மேற்பரப்பில் கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தின் அளவு, வளிமண்டலத்தின் ஒளிபுகு தன்மையினால் அதிக அளவு பாதிக்கப்படுகிறது என்பதை ஏற்கெனவே பார்த்தோம். வளிமண்டலம் இல்லாமற்போயின் கதிரவன் வெப்பம் முழுவதுமே பூமியின் மேற்பரப்பை நேரடியாகத் தாக்கும். அப்பொழுது இங்கு உயிர்வாழ்தல் இயலாது. இதனால் நாசத்தைத் தவிர பலனொன்றும் ஏற்படாது. வளிமண்டலத்தின் பொதுவான பண்பு வெயிற் காய்வின் தீவிரத்தைக் குறைப்பதாகும். பூமத்திய ரேகைக்கருகில் வெப்பத்தின் தீவிரம் மிக அதிகமாயும், துருவங்களுக்கருகில் பகற்பொழுதின் நீட்சியும், வெப்பத்தினளவும் அதிகமாயிருந்த போதிலும் இங்கு அதன் தீவிரம் குறைவு. வெயிற்காய்வு அட்சரேகைகளுக்குத் தக்கவாறு வியாபித்துள்ளது. ஆதலால் அதிகபட்ச வெயிற்காய்வு எந்த அட்சரேகையில் காணப்படுகிறதென்பதை நிச்சியமாகக் குறிப்பதற்கில்லை. (பூமத்திய ரேகைப் பிரதேசத்தை விட, மற்ற எல்லா அட்சரேகையிலும் பகற்பொழுதின் நீட்சி அதிகமாயிருப்பதால் அவை அதிக வெயிற்காய்வைப் பெறுகின்றன. இக் காரணங்களினால் அதிகபட்ச வெப்பநிலை பூமத்திய ரேகைப் பிரதேசத்திலல்லாமல், அதற்கருகிலுள்ள நிலப்பகுதிகளில் காணப்படுகிறது.)

அட்சரேகைக்குத் தக்கவாறு வெப்ப வியாபனத்தில் ஏற்படும் மாறுபாடு, உலக வானிலை, தட்பவெப்பநிலை ஆகிய இவைகளைப் பொறுத்துள்ள சில முக்கிய விஷயங்களை விளக்குவதற்கு இன்றியமையாததாயுள்ளது. ஏனெனில், அதை அனுசரித்தேதான் காற்றின் வெப்பநிலை, அதன் அழுத்தம், மழை ஆகிய இவைகளும் இடம் பெயருகின்றன. தட்பவெப்ப நிலையைப் பாதிக்கும் முக்கிய அம்சங்களாவன. 1. கோடைக்காலத்தில் கீழ் அட்சரேகைப் பகுதிகளில் காணப்படும் அதிக பட்ச வெப்பநிலை. 2. குளிர் காலமாயுள்ள கோளார்த்தத்தில் காணப்படும் அதிகமான வெப்ப நிலைச் சரிவு (Temperature gradient). 3. வடகோளார்த்தத்தை விடத் தென் கோளார்த்தத்தில் நீர்பரப்பு அதிகமாயுள்ளதால் இங்குப் புயலடிக்கும் தன்மை அதிகம். வட தென் கோளார்த்தங்களில் நீர், நிலப்பரப்புகளில் வியாபனத்தில் காணப்படும் வேறுபாட்டினால்தான் வெப்பநிலைச் சரிவில் மாறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன.

இப்பொழுது, கதிரவன் வெப்பம் வளிமண்டலத்தினால் எவ்வாறு பாதிக்கப்படுகிறதென்பதைக் கவனிப்போம். வளிமண்டலத்திற்குத் தேர்ந்து ஈர்த்தல் (Selective absorption) பிரதிபலித்தல், சிதறல் முதலிய பண்புகள் உண்டென்பதையும், இதனால் பூமியின் மேற்பரப்பை வந்தடையும் வெப்பத்தினளவு பாதிக்கப்படுகிறதென்பதையும் ஏற்கனவே பார்த்தோம். இதற்கு முக்கிய காரணம் காற்றிலுள்ள ஈரம், வளிமண்டலத்தில் காணப்படும் மேகமூட்டம், புழுதி முதலியவையாகும். மேற்கூறிய ஈர்த்தல், பிரதிபலித்தல், சிதறல் ஆகிய மூன்று முறைகளால் பூமியை வந்தடையும் கதிரவன் வெப்பத்தின் அளவு குறைக்கப்படுகிறது. வளிமண்டலத்திலுள்ள காற்றில் காணப்படும் தூசி, நீர்த்துளிகள் போன்ற நுண்பகுதிகளால் கதிர் விளிம்பு மாற்றமும் (Diffraction) மங்கலான ஒளிப் பிரதிபலிப்பும் (Diffused reflection) ஏற்படுகின்றன. மேற்சொன்னவற்றைக் காட்டிலும் பெரிய பகுதிகள், கதிர்விலக்கத்தையும் (Refraction), பிரதிபலிப்பையும் ஏற்படுத்துகின்றன. குறுகிய சூரிய ஒளிக்கற்றை ஓர் ஒளிபுகு ஊடகத்தின் வழியாகச் சென்று வெளிப்படும்போது, ஒளிக்கதிரில் ஒளிவிலக்கம் (Deviation) ஏற்படுவதுடன் நிறப்பிரிகையும் (Dispersion) உண்டாகிறது. இந்த நிறங்கள் ஏற்கெனவே கதிரவனொளியில் அடங்கியுள்ளன என்பதும், ஒளிபுகு ஊடகத்தின் மூலம் சென்றதால் கிடைக்கப் பெற்றதில்லை என்பதும் முக்கியமாக அறியப்பட வேண்டிய விஷயம். இம்மாதிரி வெண்மையாகக் காணப்பட்ட ஒளியானது பல நிறங்களாகப் பிரியும் நிகழ்ச்சியைத்தான் ஒளிச்சிதறல் என்று குறிப்பிடுகிறோம் (படம் 2—5). இந்த நிறங்கள் அவை

களின் விலகல் எண்களைப் (Refractive indices) பொறுத்து வெவ்வேறு கோணங்களில் விலக்கப்படுகின்றன. ஊதாநிற மேற்கதிருக்கு விலகல் எண், சிவப்புநிறக் கீழ்க் கதிரைக் காட்டிலும் அதிகமாக இருப்பதால், செங்கதிர்களைவிட, ஊதா நிறக் கதிர்களே அதிக அளவில் விலக்கப்படுகின்றன. ஆனால் முழுவதும் சிதறுதல் எல்லா ஒளிக்கதிர்களிலுமே நடைபெறுவதில்லை. ஒரு குறிப்பிட்ட அலைநீளங்களையுடைய ஒளிக்கதிர்களில் மட்டுமே ஏற்படுகிறது. ஒளிக்கதிர்கள் எல்லாவற்றிலும் சிறிய அலைநீளங்களையுடையது ஊதாநிற மேற்கதிராகும்.



படம் 2—5 வளிமண்டலத்தில் ஏற்படும் சூரிய ஒளிச்சிதறல்

ஏற்கெனவே சொல்லியபடி காற்றிலுள்ள தூசி, நீர் இவற்றின் நுண்பகுதிகள், இந்த ஒளிக்கதிரை முழுவதும் விலக்குகின்றன. ஒரு பொருள் நிறத்துடன் காணப்படுவதற்குக் காரணம், அப்பொருளிலிருந்து நம் கண்ணிற்கு அனுப்பப்படும் ஒளியாகும். கதிரவனொளியிலடங்கியுள்ள சிவப்பு மஞ்சள் முதலிய ஒளிக்கதிர்களின் அலை நீளங்கள் அதிகமாக இருப்பதால், இவைகளை வளிமண்டலத்திலுள்ள நுண்பகுதிகள் சிதறடிக்காமல், விலக்குகின்றன. தோன்றும்போதும் மறையும்போதும் கதிரவனொளி சாய்வாக விழுவதால், வளிமண்டலத்தின் அதிக தூரத்தைக் கடந்து செல்ல வேண்டியிருக்கிறது. இதனால், தூசி, நீர்ப்பகுதிகள்

இவைகளின் அளவும் அதிகப்படுகின்றன. இக்காரணத்தால், (அதிக அலை நீளமுடைய சிவப்புக்கதிர்களைச் சிதறடிக்காமல் குறைந்த அலை நீளமுடைய நீலக்கதிரை முழுவதும் சிதறடிப்பதுடன் விலக்கியும் விடுவதால், கதிரவன் நம் கண்களுக்குச் சிவப்பு நிறமாய்த் தோன்றுகிறது.) எரிமலை வெடித்தபின்பு பார்த்தோமானால் அவ்விடத்தில் கதிரவனின் நிறம் கருஞ்சிவப்பாகவுள்ளது. இதற்குக் காரணம் அங்குக் காற்றில் அதிக அளவில் காணப்படும் தூசியேயாகும். மேலும் (வானத்தில் காணப்படும் மேகங்கள் பல நிறங்களாகத் தோன்றுவதற்கு முக்கிய காரணம் பரவலான பிரதிபலிப்பாகும். எடுத்துக் காட்டாக, கதிரவனொளி ஒரு மேகத்தின் வழியாகச் செல்லும்போது, மஞ்சள் கதிர்களும் சிவப்புக் கதிர்களும் சிதறப்படாமல் மேகத்தினுள் செல்ல அனுமதிக்கப்படுகின்றன. மற்ற மேகங்கள் நீலம் அல்லது பச்சை நிறமாகத் தோன்றுகின்றன. ஏனெனில், மேகம் இக்கதிர்களைச் சிதறடித்துப் பிரதிபலிக்கச் செய்கிறது.) இவ்விதமான ஒளிச்சிதறலும் ஒளிப் பிரதிபலிப்பும் குறுகிய அலைநீளங்களையுடைய ஒளிக் கதிர் வீசலேயாகும். வளிமண்டலம் இக்குறுகிய அலை நீளங்களையுடைய ஒளிக்கதிர்களைக் கவர்வதில்லை.

அடுத்து, வளிமண்டலத்தின் கவர்ச்சித் தன்மையைப் (Absorptive power) பற்றி ஆராய்வோம். (கதிரவன் ஒளிக்கதிர்கள், வளிமண்டலத்தின் வழியாகச் செல்லும்போது அவ்வெப்பத்தில் ஒரு சிறு பகுதி (14 சதவிகிதம்) வளிமண்டலத்தால் கவரப்படுகிறது. வளிமண்டலத்திலுள்ள நீராவி இந்த வெப்பத்தில் அதிக அளவைக் கவர்கிறது. மற்றுமுள்ள மிகச்சிறிய பகுதி உயிர்க்காற்று, ஓசோன், தூசி முதலியவற்றாலும் கவரப்படுகிறது. மேற்சொன்ன வாயுக்கள் கதிரவனொளிக்கதிர்களில் சிலவற்றை அதிக அளவிலும் மற்றவைகளைக் குறைந்த அளவிலும் கவர்கின்றன. இதைத்தான் தேர்ந்து உட்கவர்தல் என்று கூறுகிறோம்.

ஏற்கனவே பார்த்தபடி ஒளிச்சிதறல், பிரதிபலிப்பு, உட்கவர்தல் இவைகளின் மூலம் வெப்பக் குறைவு ஏற்படுகிறது. இந்த வெப்பக் குறைவானது இரண்டு அம்சங்களைப் பொறுத்து மாறுபடுகிறது. அவையாவன: 1. கதிரவனின் படுகிரணம் (அதாவது ஒளி) வளி மண்டலத்தில் ஊடுறுவிச் செல்லவேண்டிய தூரம். 2. வளிமண்டலத்தின் ஒளிபுகு தன்மை. முதலாவது அம்சத்தைக் கணித முறைப்படிக் கணக்கிடலாம். ஆனால் இரண்டாவதாகச் சொல்லப்பட்ட அம்சமானது இடத்திற்கிடம் காலத்திற்குக் காலம் மாறுபடுவதால், இதைக் கணித முறைப்படிக் கணக்கிட முடியாது.) (கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும்

மொத்த வெப்பத்தில் 35 சதவிகிதம் ஒளிச்சிதறல், பிரதிபலிப்பு இம்முறைகளால் அலை வடிவத்திலேயே வெட்ட வெளிக்குத் திருப்பியனுப்பப்படுகிறது. இதைத்தான் பூமியின் ஆல்பிடோ (earth's albedo) என்று சொல்லுகிருர்கள். இந்த வெப்பமானது வளிமண்டலம், மேகங்கள், பூமியின் மேற்பரப்பு இவைகளால் பிரதிபலிக்கப்படுகிறது, மீதியுள்ள சதவிகிதத்தில் 14 சதவிகிதம் வளிமண்டலத்திலும் 51 சதவிகிதம் பூமியின் மேற்பரப்பிலும் கவரப்படுகிறது. இந்த வெப்பம்தான் வளிமண்டலத்தை வெம்மைப்படுத்தப் பயன்படுகிறது. பூமியினல் கவரப்பட்ட வெப்பத்தினளவு, இடத்திற்கிடமும், பருவங்களுக்குத் தக்கவாறும் அடிக்கடி மாறுபடுகிறது. பூமியினல் கவரப்பட்ட வெப்பத்தின் 51 சதவிகிதத்தில் 34 சதவிகிதம் நேரடியாகக் கதிரவனிடமிருந்தும், எஞ்சியுள்ள 17 சதவிகிதம் பரவலான பகலொளி அல்லது வானத்தின் கதிர் வீசலின் மூலமும் கிடைக்கிறது. ஆகையால், கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தில் 65 சதவிகிதமே வளி மண்டலத்தை வெம்மைப்படுத்தப் பயன்படுகிறது.

பரவலான பகலொளி என்பது என்னவென்பதையும், அது எவ்வாறு கிடைக்கப்பெறுகிறது என்பதையும் இங்குச் சுருக்கமாகக் கவனிப்போம். வளிமண்டலத்தில் சிதறடிக்கப்பட்டும் பரவலாகப் பிரதிபலிக்கப்பட்டுமுள்ள கதிரவனெளியானது அங்கேயே முழுவதும் இழக்கப்படாமல் சிறிதளவு ஆகாயத்திலிருந்து பூமியின் மேற்பரப்பை, பரவலான ஒளிவடிவில் வந்தடைகிறது. இதைத்தான் வானக்கதிர்வீசல் அல்லது பரவலான பகலொளி என்று சொல்லுகிறோம். மேகமூட்டமான நாட்களில், கதிரவன் ஒளி வீசும்பொழுது, வீட்டிற்குள்ளும், நிழலான இடங்களிலும் இருள் கவிந்து கொள்ளாமல் தடுப்பது இந்தப் பரவலான பகலொளியேயாகும். பூமியிலிருந்து பிரதிபலிக்கப்படும் இந்த ஒளியானது, தேய் பிறையின்போது சந்திரனின் இருட்டான பாகத்திற்கு ஒளியைக் கொடுக்கிறது. இந்த ஒளிச்சக்தி, வெப்பம், மற்றும் பிற சக்திகளாக மாற்றப்பட்டுப் பூமியின் மேற்பரப்பிற்குக் கடத்தப்படுகிறது. இதனளவு நேரடியாகக் கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப் பெறும் ஒளிச் சக்தியில் சுமார் நான்கில் ஒரு பாகம் என்று சொல்லப்படுகிறது.

பூமியினல் கவரப்படும் வெப்பத்தினளவு (51 சதவிகிதம்), வளிமண்டலத்தினல் கவரப்படும் வெப்பத்தினளவைவிட (17 சதவிகிதம்) அதிகமாகவுள்ளது என்பது குறிப்பிடத்தக்கது. இக்காரணத்தை யொட்டியே, வளிமண்டலத்தின் வெப்பத்திற்கு,

பூமி ஒரு நேரடியான ஆதாரமென்றும், பூமியின் வெப்பம், கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப் பெறுவதால், கதிரவனை மறைமுகமான ஆதாரம் என்றும் முன் இயலில் படித்தது நினைவிருக்கலாம்.

பூமியின் மேற்பரப்பும் வளிமண்டலமும் வெப்பமடைதலும், குளிர்ச்சியடைதலும்

(Process of heating and cooling of the earth's Surface & Atmosphere)

பூமியின் மேற்பரப்பு வெப்பமடையும் விதமும் குளிர்ச்சியடையும் முறையும்

சூரிய வெப்பத்தின் வியாபனத்தைப் (Distribution of Solar energy) பற்றியும், வளிமண்டல வெப்பத்திற்கு மறைமுகமான ஆதாரமாக உள்ள கதிரவனொளியைப்பற்றியும் இதுவரை படித்தோம். வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப்படுகைகள், சூரியக் கதிர்கள் ஊடுருவிச் செல்வதன் மூலம் வெம்மையடையாமல் பூமியின் மேற்பரப்பிலிருந்து வெப்பக் கடத்தலின்மூலம் கிடைக்கப் பெறும் வெப்பத்தினாலேயே உஷ்ணப்படுத்தப்படுகின்றன என்பது தெரிந்த விஷயமே. கதிரவனது வெப்ப நிலை மிகவும் அதிகமாக இருப்பதால், அதனின்றும் வெளிப்படும் ஒளிக்கதிர்கள் (Radiant rays) குறுகிய அலை நீளங்களையுடையனவாய் இருக்கின்றன. இந்த ஒளிக்கதிர்களின் ஒரு சிறு பகுதியைத்தான் (14 சதவிகிதம்) வளிமண்டலம் நேரடியாகக் கவர்கிறது. ஆனால் பூமியின் மேற்பரப்பானது கதிரவனொளிக் கதிர்களைக் கவர்ந்து அதைக்குறைந்த வெப்பநிலையிலுள்ள நீளமான அலை நீளங்களைக் கொண்ட புவிச் சக்தியாக (Terrestrial energy) மாற்றி வெப்பக்கதிர்வீசலின் மூலமும், கடத்தல் மூலமும், வளிமண்டலத்தை வெப்பமடையச் செய்கிறது. ஒளிச்சக்தி புவிச்சக்தியாக மாற்றப்படுவது, பூமியின் மேற்பரப்பில் தான் நடைபெறுகிறது. கதிரவனிடமிருந்து வெளிப்படும் ஒளிக்கதிரின் அலைநீளத்திற்கும், பூமியின் கதிர் வீசலின் போது உண்டாகும் வெப்பக்கதிரின் அலைநீளத்திற்கும் உள்ள விகிதம் 1 : 25 என்று கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. பூமியினால் கவரப்படும் வெப்பத்தினளவானது வளிமண்டலத்தினால் கவரப்படும் வெப்பத்தைவிட அதிகமாகவுள்ளது என்பது முன்பே சொல்லப்பட்டுள்ளது. பூமியானது சூரிய வெப்பத்தைக் கவர்வதன் மூலம் வெம்மையடைந்தும், அதை வெப்பக்கதிர் வீசலின் மூலம் இழப்பதால் குளிர்ச்சியடைந்தும் வருகிறது. ஆனால் பூமி

யினால் கவரப்படும் வெப்பம் மேற்பரப்பிற்குத் தக்கவாறு மாறுபடுகிறது என்பது குறிப்பிடத்தக்கது. வெப்பத்தை அதிக அளவில் கவரக்கூடிய பரப்புதான் எளிதில் குளிர்ச்சியுமடைகிறது. இதற்கு எடுத்துக்காட்டாக, நிலப்பரப்பைச் சொல்லலாம். குறிப்பிட்ட ஒரு மேற்பரப்பு வெம்மையடைவதும் வெப்பக் கதிர்வீசலின் மூலம் வெப்பத்தை இழப்பதும் அப்பரப்பின் வெப்ப எண்ணையும் (Specific heat), கடத்தும் திறனையும் (Conductivity) பொறுத்துள்ளது. கதிர் வீசக்கூடிய பரப்புகளில் (Radiating surfaces) முக்கியமானவை நீர்ப்பரப்பு, நிலப்பரப்பு, பனிமூடப்பட்ட பரப்பு முதலியவையாகும், இந்தப் பரப்புகளில், வெப்பமடைவதிலும் குளிர்ச்சியடைவதிலும் மேற்சொல்லப்பட்ட இரண்டு காரணங்களால் வேறுபாடு ஏற்படுகிறது. ஆனால் அதிக அளவு வேறுபாடுண்டாவது நீர் நிலப்பரப்புகள் வெப்பமடையும் போதும் குளிர்ச்சியடையும் போதுமே யாகும். நிலப்பரப்புகளிலேயே பலவிதமுண்டு என்று ஏற்கெனவே பார்த்தோம். அவைகளில் சிலவற்றின் கடத்தும் திறனையும் கதிர்வீசும் தன்மையையும் எடுத்துக் காட்டுகளுடன் சிறிது பார்ப்போம். கதிரவனினின்றும் பூமிக்குக் கிடைக்கப் பெறும் வெப்பத்தில் 70 இலிருந்து 90 சதவிகிதம் வரை, பனிமூடப்பட்ட நிலப்பரப்பால் பிரதிபலிக்கப்படுகிறது. 10 சதவிகிதம் அளவிற்குத்தான் இந்த நிலப்பரப்பு வெப்பத்தைக் கவர்கிறது. அதனால் இந்தப் பரப்பு எளிதில் வெம்மையடைவதில்லை. மேலும், இதனால் கவரப்படும் சிறிதளவு வெப்பமும் பனியை உருகச்செய்வதில் பயன்படுகிறதே யன்றி, நிலப்பரப்பை வெம்மைப்படுத்துவதில்லை. ஆனால், இதற்கு மாறாகப் புல் அல்லது கருமணல் மூடிய நிலப்பரப்புகளில் பிரதிபலிக்கும் வெப்பம் குறைவாகவும், கவரப்படும் வெப்பம் அதிகமாயுமுள்ளதால் இப்பரப்புகள் எளிதில் வெப்பமடைவதோடு எளிதில் குளிர்ச்சியும் அடைகின்றன. அடுத்து, வேறுவிதமான நிலப்பரப்பொன்றைப் பார்ப்போம். தாவரங்கள் இங்குக் கிடைக்கும் சூரிய வெப்பத்தின் பெரும் பகுதியைப் பயன்படுத்தி விடுவதால் இது அதிக உஷ்ணமடைவதில்லை. ஆனால், ஏற்கெனவே சொல்லிய படி நிலப்பரப்புகள் பலதரப்பட்டிருப்பினும் அவைகளில் வெப்ப மாற்றத்தாலேற்படும் வேறுபாடு அதிகமாக இல்லை. ஆனால் முழுவதும் ஒன்றுக்கொன்று முரண்பட்ட வெவ்வேறான இருபரப்புகளாகிய நீரும் நிலமும் வெப்பமடைவதிலும் குளிர்ச்சியடைவதிலும் உள்ள வேறுபாடு முக்கியமாகக் கருதப்பட வேண்டியதாகும். எல்லாப் பொருள்களிலும் மேற்சொன்ன வெப்ப மாற்றமானது வெப்பக் கடத்தல், வெப்பச் சலனம், வெப்பக் கதிர்வீசல் (Conduction Convection & Radiation) ஆகிய இம் மூன்று முறைகளால் நடைபெறுகிறது. வெப்பம், மூலக்கூறுகளின் அசைவாகும்.

(Molecular motion). இந்த மூலக்கூறுகள் ஒன்றோடொன்று மோதிக் கொள்வதால் வெப்பமானது ஒரு பொருளிலிருந்து மற்றொரு பொருளுக்குக் கடத்தப்படுகிறது. திடப் பொருள்களில், கடத்தலின் மூலமும், திரவ வாயுப் பொருள்களில் வெப்பச் சலனத்தின் மூலமும், வெப்ப மாற்றம் நடைபெறுகிறது. பொதுவாக, திடப் பொருள்கள், திரவப் பொருள்களைவிட விரைவில் வெம்மையையும் குளிர்ச்சியையும் அடைகின்றன. இந்த வேற்றுமைக்கான காரணங்கள் வருமாறு: நிலத்திற்கு நீர்ப்பரப்பைவிடக் கவரும் தன்மை அதிகம். மேலும் நிலப்பரப்பில் கதிரவன் வெப்பம் அதிக ஆழத்திற்கு உட்புகுந்து செல்வதில்லை நீரின் வெப்ப எண் (specific heat) நிலத்தின் வெப்ப எண்ணைப்போல் 2·5 மடங்காகும். இதனால்தான் நிலத்தைவிட நீர்ப்பரப்பு மெதுவாக வெம்மையடைகிறது. மேலும் கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பம் நிலப்பரப்பின் மீது ஒரு குறிப்பிட்ட பரப்பை மட்டும் வெம்மைப் படுத்துகிறது. ஆனால் நீர்ப்பரப்பிலோ நீரோட்டங்களின் காரணத்தால் ஏற்படும் சலனத்தினால் ஒளிக்கதிர்கள் விழுமிடத்தில் மட்டுமின்றிச் சுற்றியுள்ள இடத்திற்கும் வெப்பம் எடுத்துச் செல்லப்படுகிறது. அதனால் தண்ணீரில் வெப்பநிலை எளிதில் அதிகரிப்பதில்லை. மேலும் தண்ணீரில் ஒளிக்கதிர்கள் அதிக ஆழத்திற்கு ஊடுருவிச் செல்கின்றன. இதனால் அதிகக் கனஅளவுள்ள தண்ணீரை வெம்மைப் படுத்த வேண்டியிருப்பதால் தண்ணீர் அவ்வளவு சுலபமாக வெம்மையடைவதில்லை. இதே காரணத்தினால் தான் குளிர்ச்சியடைதலும் தண்ணீரில் மெதுவாகவே நடைபெறுகிறது. தண்ணீருக்குப் பிரதிபலிக்கும் தன்மையிருப்பதால் கிடைக்கப்பெறும் கதிரவன் வெப்பத்தில் அதிக அளவு பிரதிபலிக்கப்படுகிறது. மேலும் நீர்ப் பரப்புகளில், தண்ணீரை ஆவியாக மாற்றும் போக்கில் வெப்பத்தின் பெரும்பகுதி பயன்பட்டு விடுவதால் தண்ணீரின் வெப்பநிலை உயர்வுக்குத் தடையாகவுள்ளது. ஆனால் நிலப் பரப்புகளில் இம்மாதிரி வெப்ப நஷ்டம் ஏற்பட இடமில்லையாதலால் சீக்கிரத்தில் வெம்மையடைகின்றன. பொதுவாக, நிலப்பரப்பிற்கு மேலிருப்பதை விடக் கடலுக்குமேல் காணப்படும் வானவெளியானது மேக மூட்டமாகவுள்ளது. இக்காரணத்தால் கதிரவனொளிக்கதிர்கள் தடைசெய்யப்படுவதால் நீர்ப்பரப்பிற்குக் கிடைக்கும் வெப்பத்தின் அளவும் குறைந்து போகிறது. மேலும் மேகங்கள் வெப்பக்கதிர் வீசலையும் தடைசெய்வதால் நீர் குளிர்ச்சியடைதலும் மெதுவாகவே நடைபெறுகிறது. மேற்சொன்ன வேற்றுமைகளினாலேயே, கடலுக்குரிய தட்பவெப்பநிலை, உள்நாட்டுப் பொதுக்காலத் தட்பவெப்பநிலை என வேறுபட்ட தட்பவெப்பநிலைகள் உள்ளன. சூரியனின் கதிர்கள் பூமியில் புகுவதைவிட நீரில் அதிக ஆழத்திற்கு ஊடுருவிச் செல்

கின்றன என்று ஏற்கெனவே கூறப்பட்டுள்ளது. நிலப்பரப்பில் 3 அடி ஆழத்திற்கு அதிகமாகக் கதிரவன் வெப்பம் ஊடுருவிச் செல்வதில்லை. ஆனால் தண்ணீரிலோ குறைந்த அளவு 20 அடி ஆழத்திற்காவது இவ்வன்றாட மாறுதல்கள் உணரப்படுகின்றன. மேற் சொல்லப்பட்ட காரணத்தினால் தான் நிலப்பரப்பில் வெப்பநிலையில் அன்றாட மேற்படும் மாறுதல்களுக்கும் ஆண்டு வெப்பநிலையில் ஏற்படும் மாறுதல்களுக்கும் அதிக வேறுபாடு காணப்படுவதில்லை யென்றும், நீர்ப்பரப்பில் இந்த வேறுபாடு மிகவும் அதிகமாக வுள்ளதென்றும் தெரியவருகிறது. கடலில் 2,000 அடி வரைகூட ஒளி சிறிய அளவுகளில் ஊடுருவிச் செல்கிறது. கடற்பரப்பில் பகல் வெப்பநிலைக்கும் இரவு வெப்பநிலைக்குமுள்ள வேறுபாடு மிகக் குறைவு என்றும், அஃது 1° என்றும் கணக்கிடப்பட்டிருக்கிறது. பருவ மாறுபாடுகளின் போதும் நிலைமை இதுபோலவேதான் உள்ளது. பொதுவாக, பூமத்தியரேகைக்கருகில்தான் வெப்பத்தினளவு மிகவும் அதிகமென்றும் துருவத்தை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல இவ்வெப்பத்தினளவு குறைகிறதென்றும் ஏற்கனவே முன்னியலில் படித்துள்ளோம். ஆனால் உலகத்திலேயே அதிக உஷ்ணமான இடம் பூமத்தியரேகையன்று. அதிகபட்ச வெப்பநிலையைக்கொண்ட பிரதேசம் அல்லது உச்ச வெப்பநிலைக்கோடு (Thermal Equator) பூமத்தியரேகைக்குச் சற்று வடக்கில் காணப்படுகிறது. இக் காரணத்தினாலும் தென்கோளார்த்தத்தைவிட வடகோளார்த்தத்தில் நிலப்பரப்பு அதிகமாகக் காணப்படுவதாலும் கோடைக் காலத்தில் வடகோளார்த்தமானது தென்கோளார்த்தத்தைவிட அதிகவெப்மையாயும், குளிர்காலத்தில் அதிகக் குளிர்ச்சியாயுமுள்ளது. கண்டங்கள், கடல்கள் ஆகிய இவற்றின் பரப்பு பூமியின் மேற்பரப்பில் வெப்பத்தின் பரவலைப் பெருமளவில் பாதிக்கிறது.

வளிமண்டலம் வெம்மையும் குளிர்ச்சியும் அடையும் முறை

(Heating and Cooling of the Atmosphere)

பூமி எவ்வாறு கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப் பெறும் வெப்பத்தால் வெம்மையடைந்து அதை வெப்பக் கதிர்வீசலினால் இழந்து குளிர்ச்சி யடைகிறதென்பதை இதுகாறும் படித்தோம். இனி, வளிமண்டலத்திற்கு வெப்பம் எவ்வாறு கிடைக்கப் பெறுகிறதென்பது பற்றியும், அது எவ்வாறு குளிர்ச்சியடைகிறதென்பது பற்றியும் விரிவாகக் கவனிப்போம். வளிமண்டலத்தினால் கதிரவனிட

லிருந்து நேரடியாகக் கவரப்படும் வெப்பத்தினளவு மொத்த வெப்பத்தில் ஒரு சிறு பகுதி, அதாவது 14 சதவிகிதமேயாகும். வளிமண்டலத்திலுள்ள நீர்த்துளிகள், தூசிப்பகுதிகள், வாயுக்கள் ஆகிய இவை கதிரவன் வெப்பத்தைக் கவர்கின்றன என்பதை முன் பகுதியில் பார்த்தோம். (ஆனால், இந்த வெப்பத்தைப் பெருமளவில் கவர்வது காற்றிலுள்ள நீராவியேயாகும். மற்றும் தூசி, கரிய மிலவாயு, ஓசோன் இவைகள் மிகச் சிறிய அளவில் தான் வெப்பத்தைக் கவர்கின்றன. வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப் பகுதியில் தான் நீராவி அதிக அளவில் காணப்படுகிறது. ஆகவே இந்தப் படுகைதான் கதிரவனிடமிருந்து வளிமண்டலத்தால் கவரப்படும் வெப்பத்தில் அதிக அளவு கவர்கிறது.)

ஆனால், கதிரவனிடமிருந்து பூமியினால் கவரப்படும் வெப்பத்தினளவோடு (51 சதவிகிதம்) வளிமண்டலத்தினால் கவரப்படும் வெப்பத்தினளவை (14 சதவிகிதம்) ஒப்பிட்டுப் பார்க்கும் போது, அது மிகவும் குறைவாகவுள்ளது. அதுமட்டுமல்லாமல் இந்த ஒளிக்கதிர்கள் தாண்டி வரவேண்டிய வளிமண்டலத்தின் தூரம் அதிகமாயிருப்பதாலும், இங்கு வெப்மைப்படுத்த வேண்டிய காற்றின் கன அளவு (Volume) அதிகமாயிருப்பதாலும் மேற்சொன்ன வெப்பம் வளிமண்டலத்தை வெம்மைப்படுத்தப் போதுமான ஆற்றல் வாய்ந்ததாக இல்லை. வளிமண்டலத்தின் வெப்பத்திற்குப் பூமி ஒரு நேர்முகமான அடிப்படை என்றும், பூமியின் வெப்பத்திற்குக் கதிரவன் மூலாதாரமாகையால், வளிமண்டலத்தின் வெப்பத்திற்குக் கதிரவன் ஒரு மறைமுகமான அடிப்படையென்றும் முன்பே கூறப்பட்டது. (அதாவது, வளி மண்டலம் நேரடியாகக் கதிரவனிடமிருந்து கவரும் வெப்பத்தால் மட்டுமல்லாமல், பூமியின் கதிர்வீசல் மூலமும் சலனத்தினால் ஏற்படும் காற்றோட்டங்களாலும், கீழிருந்து வளிமண்டலமானது வெம்மைப்படுத்தப்படுகிறது. வெப்பக் கடத்தல், வெப்பச் சலனம், வெப்பக் கதிர்வீசல் ஆகிய இம்மூன்று முறைகளிலும் வெப்பமாற்றம் (Heat transfer) நடைபெறுகிறதென்று முன்பே பார்த்தோம். இனி, அவைகளைச் சற்று விரிவாக ஆராய்வோம். முதலில் வெப்பக்கடத்தலைப் பற்றிக் கவனிப்போம். (வெவ்வேறு வெப்ப நிலைகளிலுள்ள இரண்டு பொருள்கள் ஒன்றையொன்று தொட்டுக்கொண்டிருக்கும்போது, வெப்பமானது அதிக வெப்பநிலையிலுள்ள பொருளிலிருந்து குறைந்த வெப்ப நிலையுள்ள பொருளுக்குக் கடத்தப்படுகிறது: இரண்டு பொருள்களும் ஒரே வெப்பநிலையை யடையும் வரையில் இவ்வெப்பக் கடத்தல் தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. திடப் பொருள்களில் இம்முறையினால் வெப்பமாற்றம் ஏற்படுகிறது. ஒரு திடப்பொருளை ஒரு முனையில் வெம்மைப்படுத்தினால் அந்த வெப்ப

மானது மூலக்கூறுகளினசைவினுல் மற்ருெரு முனைக்குக் கடத்தப்படுகிறது. ஆனுல் எல்லாத் திடப் பொருள்களும் வெப்பத்தைக் கடத்துவதில்லை. எடுத்துக்காட்டாக, பஞ்சு, மரம் ஆகிய இவை அரிதில் கடத்திகளாகும் (Bad conductors of heat). உலோகங்கள், எளிதில் கடத்திகளுக்கு நல்ல உதாரணமாகும். வளிமண்டலத்தின் காற்று, இந்தக் கடத்தல் முறையில் தான் வெம்மைஅடைகிறது. பகல் வேளையில் வெயில் காயும் போது பூமியின் மேற்பரப்பிற்கு அடுத்துள்ள காற்றுப் படுகையும், வெப்பக் கடத்தல், வெப்பக் கதிர்வீசல் ஆகிய இவற்றின் மூலம் வெம்மையடைகிறது. இதுபோலவே, இரவு வேளைகளில் வெயிற்காய்வு இல்லாததால், வெப்பக்கதிர் வீசல் மூலம் பூமியானது வெப்பத்தை இழந்து குளிர்ச்சியடைகிறது. பூமிக்கு அடுத்துள்ள காற்றுப்படுகையும், கடத்தலின் மூலமும் கதிர்வீசலின் மூலமும் வெப்பத்தை இழந்து குளிர்ச்சியடைகிறது. இது, குளிர்காலத்தில் இரவு நேரங்களில் நன்கு நடைபெறுகிறது. காற்றின் வெப்பநிலையும் பூமியின் வெப்ப நிலையும் ஒன்ருக ஆகும்வரை இம்மாதிரி வெப்பக் கடத்தல் நடைபெறுகிறது. காற்றுக்குக் கவரும் தன்மை குறைவு. மேலும், அது அரிதில் கடத்தியாகும். ஆகையால் மேற்சொன்ன வெப்பக் கடத்தல் மிகவும் மெதுவாக நடைபெறுவதுடன் கீழுள்ள சில காற்றுப் படுகைகளை மட்டுமே வெம்மைப் படுத்துகிறது. கடத்தலைவிடக் கதிர்வீசலினுல் ஏற்படும் வெப்பமாற்றமே அதிகமாகவுள்ளது. மேற்படுகைகளில் வெப்பமாற்றம் வெப்பச் சலனத்தின் மூலம் நடைபெறுகிறது.

இனி, வெப்பக் கதிர்வீசல் எவ்வாறு நடைபெறுகிறது என்பதைக் கவனிப்போம். வளிமண்டலம், கதிரவனிடமிருந்து வெளிப்படும் வெப்பத்தில் ஒரு சிறு பகுதியையே நேரடியாகக் கவர்கிறதென்றும், அது வெம்மையடைவது பெரும்பாலும் பூமியின் கதிர்வீசல் தன்மையினுலேதான் என்றும் முன்னர் பார்த்தோம். கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பம் குறுகிய அலைநீளங்களையுடைய ஒளிக்கதிர்கள் வடிவத்திலிருப்பதால், இந்த வெப்ப முழுவதையும் கவரும் ஆற்றல் வளிமண்டலத்திற்கில்லை. ஆனுல் பூமியானது இந்தக் குறுகிய அலைநீளங்களையுடைய ஒளிக்கதிர்களைக் கவர்ந்து அவைகளை அதிக அலைநீளங்களையுடைய உஷ்ண சக்தியாக மாற்றி வெப்பக் கதிர்வீசலின் மூலம் வெளியே அனுப்புவதால், இந்த வெப்பத்தில் சுமார் 85 சதவிகிதம் வளிமண்டலத்திஞல் கவரப்படுகிறது. பூமியின் மேற்பரப்பில் வெப்பக் கதிர்வீசல் பூரணமாக உள்ளது. அதாவது, புவிச்சக்தி (Terrestrial energy) வெவ்வேறு அலைநீளங்களுடைய வெப்பக் கதிராக வெளிப்படுகின்றது. ஒவ்வொரு அலைநீளத்திலும், வெப்பக்கதிர்வீசல்

அதிகபட்சமாகவுள்ளது. ஆனால் வளிமண்டலத்தின் பெரும்பாலான வாயுக்கள் சில குறிப்பிட்ட அலைநீளங்களையுடைய ஒளிக் கதிர்களை மட்டும் கவர்ந்து அவைகளை வெப்பக்கதிர் வீசலின் மூலம் வெளிவிடுகின்றன. இது செலக்டிவ் ரேடியேஷன் என்று சொல்லப்படுகிறது. வறட்சியான காற்றும், நீண்ட இராப்பொழுதும், அசைவற்ற தூய வான வெளியும், வெப்பக்கதிர்வீசல் தடையின்றி அதிக அளவில் நடைபெறுவதற்கேற்ற சாதனங்களாகும். இதற்கெடுத்துக் காட்டாகப் பாலைவனங்களில், இரவு வேளைகளில் நடைபெறும் துரிதமான வெப்பக்கதிர் வீசலைச் சொல்லலாம். குளிர்காலத்தில், கதிர் வீசல் துரிதமாகவும், தொடர்ந்தும் நடைபெறுகிறது.

பூமியின் மொத்த வெப்பக் கதிர்வீசலில் வளிமண்டலம் சுமார் 85 சதவிகிதத்தைக் கவர்கிறது என்று முன்பு பார்த்தோம். மீதியுள்ள வெப்பமானது வளிமண்டலத்தின் வழியாகச் சென்று வெட்டவெளியை அடைகிறது.

உலகத்திலுள்ள எல்லாப் பொருள்களும் அவற்றினுடைய சக்தியை ஓரளவு வெளிப்படுத்துகின்றன. இந்தச் சக்தியானது அலைகள் வடிவில் உள்ளது. இம்மாதிரி ஒரு பொருளிலிருந்து வெளிப்படும் அலைவடிவத்திலுள்ள சக்திக்கும் ஒரு பொருளிலிருந்து மற்றொரு பொருளுக்கு மாற்றப்படும் சக்திக்கும் கதிர்வீசல் (Radiation) என்று பெயர். முன்னால் சொல்லப்பட்ட அலைவடிவிலுள்ள ஆற்றலுக்கு மின்காந்த அலைகள் (Electromagnetic waves) என்றும், பின்னால் சொல்லப்பட்ட சக்திக்கு ஒளிரும் சக்தி (Radiant energy) அல்லது கதிர்வீசல் என்றும் பெயர்.

பூமியின் மேற்பரப்பில் வெப்பக் கதிர்வீசல் இரவும் பகலும் தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. இந்த வெப்பம் வெட்டவெளியைச் சென்றடைகிறது. இவ்விதம் வெப்ப நஷ்டமேற்படுவதால், பூமி குளிர்ச்சியடைகிறது. இந்த வெப்ப நஷ்டத்தை ஈடு செய்ய, வளிமண்டலத்திலுள்ள வாயுக்கள் மேலேயுள்ள வளிமண்டலத்திற்கும் அதே சமயத்தில் கீழேயுள்ள பூமிக்கும் அதிக அலைநீளங்களைக் கொண்ட வெப்பக்கதிர்களை வீசுகின்றன. வெப்பக்கதிர் வீசல் வெப்ப மாற்றத்திற்கான கடத்தல், சலனம் என்னும் மற்ற இரு முறைகளினின்றும் வேறுபடுகிறது. ஏனெனில் முன் சொல்லப்பட்ட கதிர்வீசலுக்கு ஊடகம் தேவையில்லை. ஆனால் பின் சொல்லப்பட்ட இரண்டு முறைகளும் ஊடகத்தின் வழியாகவே நடைபெறுகின்றன.

இவ்வாறு வெட்ட வெளியை அடையும் வெப்பத்தினள வானது பூமியின் மேற்பரப்பில் உண்டாகும் மொத்த வெப்பக் கதிர் வீசலில் சுமார் 5இல் ஒரு பங்கு என்று கணக்கிடப்பட்டிருக் கின்றது. வளிமண்டலத்திலுள்ள நீராவி, பூமியின் வெப்பக்கதிர் வீசலை அதிக அளவில் கவர்கிறது என்று பார்த்தோம். மற்றும் வளி லத்திலுள்ள வாயுக்கள் அதைச் சிறிய அளவில் கவர்கின்றன என்பதும் தெரிந்ததே. நீராவியின் அளவு உயரே செல்லச் செல்லக் குறைவு படுகிறது. அதாவது, வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப் படுகைகளில் தான் நீராவி அதிக அளவில் காணப்படுகிறது. ஆனால் வெப்பத்தினளவு மேலே செல்லச் செல்ல அதிகரிக்கிறது. கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் கதிர்வீசல் குறுகிய அலை நீளங்களையுடைய கதிர்களைக் கொண்டுள்ளதால் அவை ஒளி யுடன் மிளிர்கின்றன. ஆனால், இதற்கு மாருகப் பூமியினின்றும் கிடைக்கப் பெறும் கதிர்வீசல் நீண்ட அலைகளையுடையதாயிருப்ப தால் நம் கண்களுக்குப் புலப்படுவதில்லை. மேற்சொல்லப்பட்ட கதிர்களின் அலைநீளம் எதுவாயினும் அவைகளின் வேகம் ஓரே அளவாகத்தான் உள்ளது. அதாவது, அவை விநாடிக்கு 1,86,300 மைல் வேகத்தில் செல்கின்றனவென்று கணக்கிடப் பட்டுள்ளது.

பூமியின் மேற்பரப்பினின்றும் வெப்பக் கதிர்வீசல் வெட்ட வெளியை நோக்கித் தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. பகலில் கதிர வனிடமிருந்து பூமிக்குக்கிடைக்கும் வெப்பத்தினளவு இரவு நேரத் தில் அதன் கதிர்வீசலால் இழக்கப்படும் வெப்பத்தின் அளவைவிட அதிகமாயுள்ளது. இரவில், இவ் வெப்பம் கதிர்வீசலின் மூலம் இழக்கப்படுகிறதென்றும் அச்சமயத்தில் கதிரவன் வெயிற்காய்வு இல்லாததால் கதிர்வீசல் துரிதமாக நடைபெறுகிறதென்றும் ஏற் கெனவே படித்தோம். வெயிற்காய்வு அதிகமாயிருக்கும் நேரத்தில் காற்றின் வெப்பநிலை அதிகமாயிருப்பதில்லை. அதற்குப் பதில் பிற் பகல் வேளையில்தான் (2 மணிமுதல் — 4 மணி வரை) காற்றின் வெப்பநிலை உச்சத்தையடைகிறது. அதேபோல் குளிர்ச்சியடை யும் போதும் பூமி குளிர்ந்த பிறகு சில மணிநேரத்திற்குப் பின்பே காற்று குளிர்ச்சியடைகிறது. இவற்றிற்கு வெப்பக் கதிர்வீசலே காரணமாகும். சில வேளைகளில் காற்றின் வெப்பநிலை நீரின் உறை நிலைக்கு (32° F) அதிகமாயிருந்தபோதிலும், உறைபனி ஏற் படுவதைப் பார்க்கிறோம். இதற்குக் காரணம் காற்றின் அரிதில் கடத்தும் தன்மையும், வெப்பக்கதிர் மெதுவாக வீசும் தன்மையுமே யாகும். காற்று அரிதில் கடத்தியாக இருப்பதால் இதன் வெப்பம் மிகவும் மெதுவாகவே பூமிக்குக் கடத்தப்படுகிறது. இதனால்தான் பூமியின் மேற்பரப்பைவிடக் காற்றின் வெப்பநிலை சற்று அதிகமாக

வுள்ளது. வளிமண்டலத்தின் வெப்பமும் கதிர்வீசலின் மூலம் சிறிய அளவில் இழக்கப்படுகிறது.

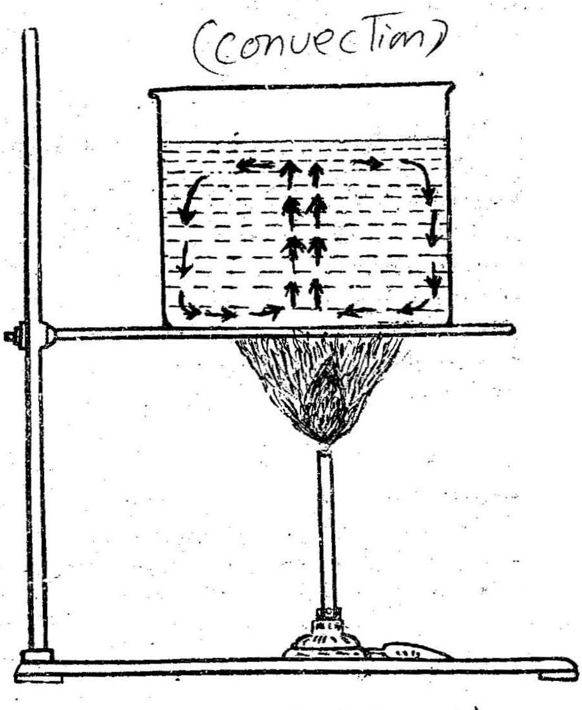
வெப்பச் சலனத்தினுல் நீர்ப்பரப்பில் (நீரோட்டங்களின் மூலம்) கிடையாகவும் செங்குத்தாகவும் கலப்பு ஏற்படுகிறது. இதனுல் தண்ணீரின் வெப்பநிலை எளிதில் உயர்த்தப்படுவதில்லை. இதுபோலவே வளிமண்டலத்திலும், காற்றுப்படுகைகளில் காற்றுச் சுழல்களாலும், காற்ருேட்டங்களாலும் வெப்பச் சலனம் உண்டாகிறது. இதனுலும், காற்று ஓர் அரிதில் கடத்தி என்ற காரணத்தினுலும் காற்றின் வெப்பநிலை அதிகப்படுவதும் குறைவதும் எளிதில் நடைபெறுவதில்லை.

இனி, வெப்பச் சலனத்தின் மூலம், வெப்ப மாற்றம் எவ்வாறு நடைபெறுகிறது என்பதைச் சற்று விரிவாகக் கவனிப்போம். திடப்பொருள்களில் வெப்பக்கடத்தலின் மூலமும் திரவ வாயுப் பொருள்களில் வெப்பச் சலனத்தின் மூலமும் வெப்பமாற்றம் ஏற்படுகிறது என்று துவக்கத்தில் படித்தோம். திரவப் பொருள்களை விட, வாயுப் பொருள்களில் வெப்பச் சலனம் அதிக அளவில் நடைபெறுகிறது. ஏனெனில் வாயுப் பொருள்களில் திரவப் பொருள்களைவிட மூலக் கூறுகளின் நெருக்கம் குறைவு. இதனுல் வாயுக்களில் அதிக அளவு அசைவிற்கு இடமிருக்கிறது.

வெப்பக் கடத்தலிலும், கதிர்வீசலிலும் ஒரு பொருளிலிருந்து மற்ருெரு பொருளுக்கு வெப்ப மாற்றம் ஏற்படுவதால், வெப்பத்தினளவில் அதிகரிப்போ குறைவோ ஏற்படுகிறது. ஆனுல், வெப்பச் சலனத்தின்போது வெப்பத்தில் அதிகரிப்போ நஷ்டமோ உண்டாவதில்லை. இவ்வெப்பச் சலனத்திற்குக் காரணம் வெவ்வேறு வெப்ப நிலையிலுள்ள மூலக்கூறுகளின் அசைவேயாகும். திரவ வாயுப் பொருள்களில் செங்குத்தாக நடைபெறும் வெப்ப மாற்றத்திற்கு வெப்பச் சலனம் (Convection) என்றும், (படம் 2—6) கிடையாக நடைபெறும் வெப்ப மாற்றத்திற்கு (Advection) என்றும் பெயர்.

பூமியின் மேற்பரப்பானது, கதிரவன் வெப்பத்தைக் கவர்தல் மூலம் வெம்மையடைகிறது. இந்த வெப்பமானது கதிர்வீசலின் மூலமும், வெப்பக் கடத்தலின் மூலமும் வளிமண்டலத்திலுள்ள கீழ்ப்படுகைகளை வெம்மைப்படுத்துகிறது. வெப்பத்தினுல் பொருள்கள் விரிவடைகின்றன என்பது எல்லோரும் அறிந்த உண்மை. ஆகையால் மேலே சொன்னபடி வெப்பமடைந்த காற்ருனது விரிவடைந்து லேசாகிறது. இது லேசாக இருப்பதால் மேலே கிளம்பு

கிறது. மேற்படுகைகள் குளிர்ச்சியாகவும் அடர்த்தி அதிகமாகவும் கனமாகவும் இருப்பதால் கீழே அழுத்தப்படுகின்றன. இந்தக் காற்று வெம்மையடைந்தவுடன் முன் சொன்னபடியே மேல் நோக்கிக் கிளம்புகிறது. அதனுல் அடுத்த குளிர்ந்த படுகை பூமியின் மேற்பரப்பை அடைகிறது. இவ்வாறு ஒன்றன்பின் ஞென்ருக வெப்பச் சலனத்தின் மூலம் வளிமண்டலத்தின் படுகைகள் முழுவதும் வெப்பமடைகின்றன. ஆனுல் இவ்வெப்பச் சலனம்



படம் 2—6 வெப்பச்சலனம்

கீழ்ப்படுகைகளைவிட மேற்படுகைகளில்தான் நடைபெறுகிறது. மேலெழும்பும் காற்று உயரே செல்லச் செல்லக் குளிர்ச்சியடைந்து பக்கங்களை நோக்கி இறங்குவதைத்தான் (Convectional system) என்று சொல்லுகிருேம் (படம் 2—6). வளிமண்டலத்தில் வெப்ப மாற்றம் பூமியின் மேற்பரப்பிலிருந்தே நடைபெறுவதால் கோடைக் காலத்தில் பகல்வேளையில்தான் வெப்பச் சலனம் நன்கு நடைபெறுகிறது. வெப்பக்கடத்தலின் மூலமும் கதிர்வீசலின் மூலமும் நடைபெறும் வெப்ப மாற்றத்தைவிட, வெப்பச் சலனத்தினுல்

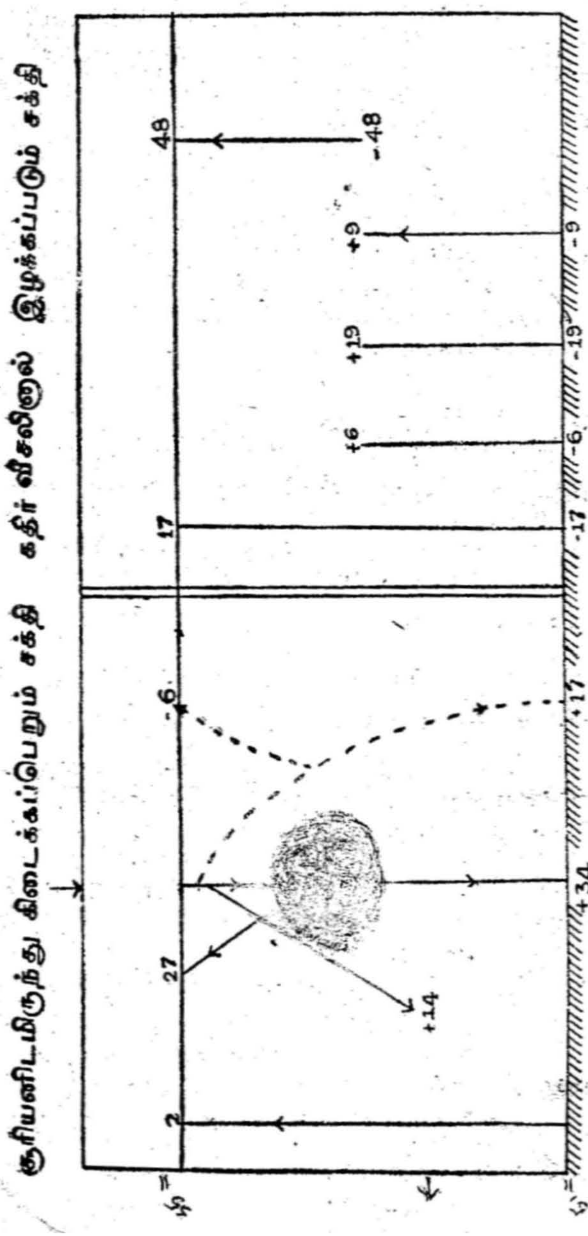
ஏற்படும் வெப்ப மாற்றமே அதிக அளவில் இருப்பதால், வளிமண்டலத்தை வெம்மைப் படுத்தும் முறைகளில் இது மிகவும் முக்கியமாகும். இவ் வெப்பச் சலனம் முற்றிலும்வேறுபட்ட வெப்ப நிலைகளிலுள்ள பிரதேசங்களுக்கிடையே உண்டாகின்றது. இதற்கெடுத்துக் காட்டாகக் கண்டங்களுக்கும் கடல்களுக்கும் இடையே ஏற்படும் வெப்பச் சலனத்தைச் சொல்லலாம் அதுபோலவே தான் வெப்ப மிகுந்த பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்திலிருந்து குளிர்ச்சி மிகுத்த துருவப் பிரதேசத்திற்கு வெப்பச்சலனம் அதிக அளவில் நடைபெறுகிறது. இம்மாதிரி ஒரு பிரதேசத்திலிருந்து மற்றொரு பிரதேசத்திற்குக் காற்றோட்டங்களின் மூலமும், நீரோட்டங்களின் மூலமும் ஏற்படும் வெப்பச் சலனத்தினால்தான் தட்ப வெப்ப நிலை மிதப்படுத்தப் படுகிறது.

வெப்பச் சலனத்தின் பயனாக, வெப்ப மாற்றமின்றி, காற்றின் வெப்பநிலை அதிகரிக்கவோ குறையவோ செய்கிறது. இதற்குக் காரணம் காற்றின் அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாறுதல்களாகும். மேலும் திரவமாதலின் உள்ளுறை வெப்பம் காற்றின் வெப்ப நிலையை ஓரளவு அதிகரிக்கச் செய்கிறது. இவற்றைப் பற்றிப் பின்வரும் இயல்களில் விரிவாகப் படிப்போம்.

பூமியின் வெப்பச் சமநிலை

(Heat Balance of the earth)

கதிரவனிலிருந்து கிடைக்கப்பெறும் மொத்த வெப்பக்கதிர் வீசலில் 35 அல்லது 40 சதவிகிதம், பிரதிபலிப்பின்மூலம் வெட்ட வெளிக்குத் திருப்பி யனுப்பப்படுகிறது என்றும், இந்த வெப்பமானது பூமியையோ வளிமண்டலத்தையோ உஷ்ணப்படுத்துவதற்குப் பயன்படுவதில்லையென்றும் (முன்பே பார்த்தோம்) பூமியும் வளிமண்டலமும் சேர்ந்து எஞ்சியுள்ள 60—65 சதவிகிதம் வெப்பத்தைக் கவர்கின்றன வென்பதும் தெரிந்ததே. இவ்விதம் கிடைக்கப்பெறும் வெப்பமானது பூமியினாலும் வாயுமண்டலத்தினாலும் வெட்டவெளிக்குத் திருப்பி யனுப்பப்படும் சம அளவுள்ள வெப்பத்தினால் சமமாக்கப்படவேண்டும். அதாவது, கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தினளவும், பூமி, வளிமண்டலம் இவற்றால் வெப்பக்கதிர் வீசலின் மூலம் வெளிவிடப்படும் வெப்பத்தினளவும் சமமாக இருக்கவேண்டும். இதற்குத்தான் 'பூமியின் வெப்பச் சமநிலை' (Terrestrial heat balance) என்று பெயர். மேற் சொன்னவாறு சமநிலை காணப்படாவிட்டால், வளிமண்டலமும்


சூரியனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் சக்தி
கதிர் வீசலினால் இழக்கப்படும் சக்தி
2
27
+14
+34
-6
+17
17
-17
+6
-6
+19
-19
+9
-9
48
-48

படம் 2-7

பூமியும் அதிக வெப்பமாகவோ அல்லது அதிகக் குளிர்ச்சியாகவோ ஆகிவிடும். ஆனால் இந்நிலை காணப்படுவதில்லை. இதற்குப் பதிலாக, பூமியின் சாரசரி வெப்பநிலை 58°F என்று கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. இது அதிகமாவதோ அல்லது குறைவதோ கிடையாது; ஆனால் எப்பொழுதும் ஒரே மாதிரியாகவுள்ளது.

கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பமும், பூமி வளிமண்டலம் இவற்றால் வெப்பக்கதிர் வீசல் மூலம் வெட்டவெளிக்குத் திருப்பி யனுப்பப்படும் வெப்பமும் எவ்வாறு சமமாக்கப்படுகின்றன என்பதைப் படம் 2-7-ம், பின்வரும் அட்டவணைகளும் விளக்குகின்றன. கீழ்க்கண்ட எடுகோள்கள் ட்ரவார்த்தாவைப் (G. T. Trewartha) பின்பற்றியன.

வடகோளார்த்தத்தில் வெப்பச் சமநிலை
(Heat Balance in the Northern hemisphere)

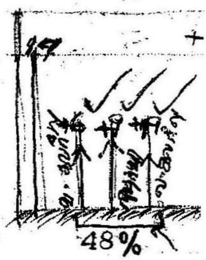
பூமி

அட்டவணை: 3.

அடையப்பெறும் வெப்பத் திளளவுகள்—Receipts		இழக்கப்படும் வெப்பத் திளவுகள்—Losses	
நேரடியாகக் கதிரவனிடமிருந்து கிடைப்பது	34%	நேரடியாக வெட்ட வெளிக்குக் கதிர் வீசலின் மூலம் அனுப்பப்படுவது	17%
ஆகாயக் கதிர்வீசல் அல்லது பரவலான பகலொளியின் மூலம் கிடைக்கப் பெறுவது	17%	வளிமண்டலத்தினால் கவரப்படுவது	6%
மொத்த வெப்பக் கதிர் வீசல்	51%	நீராவியாதலின் மூலம் இழக்கப்படுவது	19%
		வெப்பச் சலனத்தின் மூலமும், கொந்தளிப்பின் மூலமும் (Convection & Turbulance) வளிமண்டலத்திற்கு அனுப்பப்படுவது	9%
		மொத்தம்	51%

வளிமண்டலம்

அட்டவணை : 4.

அடையப்பெறும் வெப்பத்தின் அளவுகள்	இழக்கப்படும் வெப்பத்தின் அளவுகள்
வளிமண்டலத்தினால் கவரப்படும் கதிரவன் வெப்பம் 14%	கதிர்வீசலின் மூலம் வெட்ட வெளிக்கு அனுப்பப்படும் வெப்பம் 48%
பூமியின் வெப்பக்கதிர் வீசலில் கவரப்படும் வெப்பம் 6%	
வெப்பச் சலனத்தின் மூலமும், கொந்தளிப்பின் மூலமும், பூமியிலிருந்து வளிமண்டலத்திற்குக் கடத்தப்படும் வெப்பம் 9%	
திரவமாதலின்போது வெளிவிடப்படும் உள்ளுறை வெப்பம் 19%	
மொத்தம் 48%	மொத்தம் 48%

உட்புகும் சக்தியும் வெளியேறும் சக்தியும்
(Incoming and outgoing energy)

அட்டவணை : 5.

வளிமண்டலத்தின் மேற் பரப்பில் கிடைக்கப்பெறும் கதிரவன் வெப்பத்தின் மொத்த அளவு 100%	மேகங்களினால் பிரதிபலிக்கப்படுவது 27%
	பூமியின் மேற்பரப்பிலிருந்து பிரதிபலிக்கப்படுவது 2%
	வெட்டவெளிக்குத் திருப்பி அனுப்பப்படுவது 6%
	பூமியின் மேற்பரப்பிலிருந்து கதிர் வீசப்படுவது 17%
	வளிமண்டலத்தினால் கதிர் வீசப்படுவது 48%
	மொத்தம் 100%

மேற்கொடுக்கப்பட்ட அட்டவணைகளில் காணப்படும் எண்கள் ஓராண்டில் உலக முழுவதற்குமுள்ள சராசரி மதிப்புக்களையே குறிக்கின்றன. மேலும், இவைகளெல்லாம் உத்தேசமான மதிப்புகளாகும். வெவ்வேறு நூலாசிரியர்கள் இம்மதிப்புகளை வெவ்வேறாகக் கொடுத்துள்ளனர். பருவங்கள், அட்சரேகைகள் ஆகிய

இவற்றிற்குத் தக்கவாறு, மேற்காணும் அட்டவணைகளில் கொடுக்கப்பட்டுள்ள எண்கள் மாறுபடுகின்றன. கிடைக்கப்பெறும் வெப்பக் கதிர்வீசல், வெளியனுப்பப்படும் வெப்பக் கதிர்வீசல் ஆகிய இவற்றின் பருவகாலப் பரவலும், இடப்பரவலும் தட்ப வெப்ப நிலையின் படிப்புக்கு மிகவும் முக்கியமாகவுள்ளது. ஏனெனில் மேற்சொல்லப்பட்ட அம்சங்கள், வெப்பநிலை, அழுத்தம், காற்றுகள் ஆகிய இவற்றின் பரவலை அதிக அளவில் பாதிக்கின்றன. பூமியின் மேற்பரப்பில் கிடைக்கப்பெறும் கதிரவன் வெப்பத்தின் தீவிரம் அட்சரேகையைப் பொறுத்துள்ளது; அதாவது, கதிரவன் ஒளிக் கதிர்களின் படுகிரணத்தைப் பொறுத்தது என்று ஏற்கெனவே படித்திருக்கிறோம். அதுபோலவே வெளிவிடப்படும் வெப்பமும் அட்சரேகையைப் பொறுத்துள்ள ஒரு அம்சமாகும். வெளிப்படுத்தப்படும் வெப்பத்தினளவில் அட்சரேகைக்கு அட்சரேகை ஏற்படும் மாறுபாடானது, கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தினளவிலுண்டாகும் மாறுதல்களைவிடக் குறைவாகவுள்ளது. பூமத்தியரேகையிலிருந்து 35° அட்சரேகை வரையுள்ள பிரதேசத்தில் பூமிக்குக் கதிரவனிலிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தினளவானது, கதிர்வீசலின் மூலம் இழக்கப்படும் வெப்பத்தின் அளவைவிட அதிகமாகவுள்ளது. 35 டிகிரிக்கு அதிகமாயுள்ள அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில் வெப்பச் சமநிலை ருணராசியாக (Negative) உள்ளது. வளிமண்டலம் முழுவதும் அசைவற்று துருவப்பிரதேசத்திற்கும் பூமத்தியரேகைக்குமிடையே காற்றுச் சுழற்சி இல்லாமலிருந்தால், சமநிலை தனராசியாகவுள்ள பிரதேசம் மேலும் மேலும் வெப்பமடைந்துகொண்டே போகும். சமநிலை ருணராசியாகவுள்ள பிரதேசம் குளிர்ந்து கொண்டே போகும். வெப்பக்கதிர்வீசும் பரப்பின் வெப்பநிலையைப் பொறுத்து வெளிப்படும் வெப்பத்தினளவும், கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தினளவும் சமமாக ஆகும் வரை, மேற்சொல்லப்பட்ட நிலை தொடர்ந்து காணப்படுகிறது. உண்மையில் அட்சரேகையின் சராசரி வெப்பநிலை நிலையாகவுள்ளது. இதிலிருந்து கீழ் அட்சரேகைகளிலிருந்து மேல் அட்சரேகைப் பிரதேசங்களுக்கு மேற்சொல்லப்பட்ட அதிகப்படியான வெப்பம் கடத்தப்படுகிறது என்பது தெரிகிறது. அதுபோலவே, மேல் அட்சரேகைகளிலிருந்தும் கீழ் அட்சரேகைகளுக்கு வெப்பமாற்றம் ஏற்படுகிறது. இவ்விதம் வெப்பச்சமநிலை நிறுவப்படுகிறது. வளிமண்டலத்தின் காற்றோட்டங்களிலும் சற்றுக் குறைந்த அளவில் நீரோட்டங்களிலும் மேற்சொன்ன வெப்பமாற்றம் நடைபெறுகிறது. வெப்பநிலை, அழுத்தம் ஆகிய இவற்றில் ஏற்படும் வேறுபாடுகளினால் தான் காற்றோட்டங்களும், நீரோட்டங்களும் உண்டாகின்றன வென்று ஏற்கெனவே பார்த்தோம்.

வளிமண்டலத்தில் ஏற்படும் சுழற்சி (Atmospheric circulation) இல்லாமல், வெப்பக் கதிர் வீசலைமட்டும் எடுத்துக்கொண்டால் துருவங்களுக்கும் பூமத்தியரேகைக்குமிடையே வெப்பமாற்றம் ஏற்படாமலிருப்பதையும், வெப்பநிலைகளில் ஏற்படும் அதீதமான வேறுபாட்டையும் காணலாம். அட்சரேகைகளில் வெப்பநிலை நிலையாக இருந்தபோதிலும், வெப்பநிலை, அழுத்தம், காற்றுச் சுழற்சி ஆகியவற்றினுல் ஏற்படும் வேறுபாடுகளுக்குத் தக்கவாறு பருவத்திற்குப் பருவம் அது மாறுபடுகிறது

மேற்சொல்லப்பட்ட எல்லாச் செய்திகளையும் ஒருங்கே பார்க்கும்போது பூமியின் மேற்பரப்பில் வெப்பச் சமநிலையின் வியாபனத்தை அறியலாம். கீழ் அட்சரேகைகளில் வெப்பச் சமநிலை தனராசியில் (Positive) உள்ளதென்றும், இங்கிருந்து மேல் அட்சரேகைகளுக்குப் பொதுக்காற்றுச் சுழற்சியால் வெப்பம் கடத்தப்படுகிறதென்றும் நம்பப்படுகிறது. ஆனல் கோடைக்காலமாகவுள்ள கோளார்த்தத்தில் 60° அட்சரேகை வரையிலும் அதற்குச் சிறிது மேலும் உள்ள பிரதேசங்களில் கதிர்வீசப்படும் வெப்பத்தை விட, கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தினளவு அதிகமாயுள்ளது. கோடைக்காலத்தில் கீழ் அட்சரேகைகளிலிருந்து மேலட்சரேகைகளுக்கு உண்டாகும் வெப்ப மாற்றம் மிகக் குறைவாகவுள்ளது.

வடகோளார்த்தத்தில் கோடையாக இருக்கும்போது வெப்பச் சமநிலை மிக அதிகமாகவுள்ள பிரதேசம் குதிரை அட்சப் பிரதேசம் ஆகும் (32°—40°) Horse Latitudes). தென் கோளார்த்தத்தில் கோடையாகவுள்ளபோது அதிக பட்ச வெப்பச் சமநிலை உப அயன மண்டலத்திலும் (Sub-tropical) காணப்படுகிறது. இதைத் தவிர, அதிகபட்சமுள்ள ஒரு பிரதேசம் ஆப்பிரிக்காவில் அயன மண்டலத்திலுள்ள இதியோப்பியாவிலும் ஏரிப் பிரதேசங்களிலும் காணப்படுகிறது. அதிகபட்ச தனராசியாகவுள்ள வெப்பச் சமநிலைகள் வடஆப்பிரிக்காவிலும் அரேபியாவிலும் மத்திய ஆஸ்திரேலியாவிலும் உள்ளன.

மேற்சொன்ன வெப்பச் சமநிலையை நிறுவும் கோள் காற்றுகள் (Planetary winds) மட்டுமல்லாமல், வானிலை, தட்பவெப்ப நிலைக்கான மற்ற எல்லா அம்சங்களுமே உதவுகின்றன. நடு அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில் அதிகமான வெப்பமாற்றம் தேவைப்படுகிறது என்று தெரிகிறது. இந்த அம்சமே இப்பிரதேசத்தில் நிலவும் புயல்காற்றுடன் கூடிய வானிலையையும் கொந்தளிப்பையும் நன்கு விளக்குகிறது.

காற்றின் வெப்பநிலை
Air Temperature

காற்றின் வெப்புநிலையைப்பற்றி நாம் பேசும்போது, பூமி மட்டத்திற்குச் சில அடிகளுக்கு மேலேயுள்ள வளிமண்டலத்தின் வெப்பநிலையையோ, காற்றின் வெப்பநிலையையோ குறிக்கிறோம். வளிமண்டலம் எவ்வாறு வெம்மையடைகிறது என்றும், அதற்கு முக்கியமான ஆதாரங்கள் எவை என்றும் முன் பக்கங்களில் படித்தோம். வெப்பம் ஒரு பொருளாக இல்லாவிட்டாலும் அது அளக்கக்கூடிய ஒருவித சக்தியாகும். மனித உடல், வளிமண்டலத்தின் வெப்ப மாறுதல்களை உணர்ந்தபோதிலும் காற்றின் வெப்பநிலையை அளப்பதற்கு இது துல்யமானதொரு கருவியல்ல. வெப்பமானியென்னும் கருவி காற்றின் வெப்பநிலையை அளக்க உதவுகிறது.

வெப்பமானிகளில் பலவகை இருந்தாலும், அவையெல்லாம் திட்டப்படுத்தப்பட்டிருப்பதால், அவைகளிலிருந்து கிடைக்கப் பெறும் வெப்ப அளவுகள் உலகில் எல்லாப் பகுதிகளிலுமே ஒப்பிடத்தக்கது. இயங்கும் வளிப் பகுதிகளின் வெப்பநிலையைச் சரியாகக் குறிப்பதற்குப் பாதுகாப்பு தேவை. அதாவது, காற்றின் வெப்பநிலையைத் தவிர மற்றெந்த வெளி வெப்பத்தினாலும் பாதிக்கப்படாமலிருக்கும்படி வெப்பமானி நன்கு பாதுகாக்கப்பட வேண்டும். பொதுவாகக் காற்றின் வெப்பநிலையை அளக்க உதவும் கருவிகள் ஈர வறண்ட பல்பு வெப்பமானி (Wet and dry bulb thermometer), உச்சநீச வெப்பமானி (Maximum& Minimum Thermometer), வெப்பப் பதிவுக் கருவிகள் (Thermographs) முதலியனவாகும். மேற்சொன்ன கருவிகள் எவ்வாறு அமைக்கப்படுகின்றன என்பது பற்றியும், அவை வெப்பநிலையைக் குறிக்கும் விதம் பற்றியும் பௌதிக நூல்களிலிருந்து அறிந்துகொள்ளலாம். பல இடங்களில் வெப்பமானிகளால் குறிக்கப்பட்ட வெப்பநிலைகள் எவ்வாறு ஒப்பிடப்படுகின்றன, உலக முழுவதிலுமுள்ள வெப்பநிலை, அதில் அவ்வப்போது ஏற்படும் மாறுதல்கள், அதன் பரவல் ஆகிய இவற்றைப் பற்றிப் படிப்பதற்கு மேற்சொல்லிய வெப்பநிலை எடுகோள்கள் எவ்வாறு பயன்படுகின்றன, சிறிய பகுதிகளில் குறிப்பிட்ட காலங்களில் ஏற்படும் வெப்பமாறுதல்கள் ஆகிய இவைகளைப் பற்றி மட்டும் இங்குக் கவனிப்போம்.

ஈர வறண்ட பல்புகளைக் கொண்ட வெப்பமானியில் வறண்ட பல்பு காற்றின் வெப்பநிலையைக் குறிக்கிறது. 'ஈர பல்பு குறிக்கும்' வெப்பநிலைக்கும் 'வறண்ட பல்பு' குறிக்கும் வெப்பநிலைக்கும் உள்ள வேறுபாட்டிலிருந்து அட்டவணையின் மூலம் காற்றின் ஈரத்தைக் கணக்கிட முடியும். உச்சநீச வெப்பமானி ஒருநாளில் ஏற்படும்

உச்சநீச வெப்பநிலைகளைக் குறிக்கிறது. வெப்பநிலைக் கோடுகள், மணிக்கொரு முறையோ அல்லது அரைமணிக்கொரு முறையோ காற்றின் வெப்பநிலையைக் குறிக்கும் வரை படங்களாகும்.

ஓரிடத்தின் தட்பவெப்பநிலையை விவரிக்க வேண்டுமானால் அதற்கு வானிலை மூலகங்களின் (Weather elements) அளவுகள் தேவையாயுள்ளன. சாதாரணமாக, தட்பவெப்பநிலை ஆராய்ச்சியாளர்கள் வெவ்வேறு காலங்களில் நிலவும் சராசரி வானிலை நிலைமைகளைத்தான் பயன்படுத்துகிறார்கள். அவை அன்றாட, மாதாந்திர, வருடாந்திர, பருவகால சராசரி வானிலை முதலியவையாகும். அன்றாட சராசரி வெப்ப நிலையை அடிப்படையாக வைத்துக்கொண்டு மற்ற காலச் சராசரிகளைக் கணக்கிடுகிறார்கள். வானிலை அடிக்கடி மாறுபடுவதால் நீண்டகால நாட்குறிப்புகளை ஆதாரமாகக்கொண்டு கணக்கிடப்பட்ட சராசரிகளைத்தான் பயன்படுத்துகிறார்கள். எடுத்துக் காட்டாக, ஐரோப்பாவில் சில இடங்களில் 100 ஆண்டுகளுக்கு மேற்பட்ட காலத்திற்குத் திட்டப்படுத்தப்பட்ட வெப்பநிலைக் குறிப்புகள் உள்ளன. அதுபோலவே, அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளில் சில இடங்களுக்கு 50 ஆண்டுகளுக்கான திட்டப்படுத்தப் பட்ட வெப்பநிலைகள் கிடைக்கக்கூடும். இந்தியாவிலும்கூட சில இடங்களுக்கு மேற்சொன்ன குறிப்புகள் கிடைக்கக்கூடும். சாதாரணமாக, முன்னேறிய மேல் நாடுகளில் 30லிருந்து 35 ஆண்டுச் சராசரியைக் கணக்கிடுவதற்கு வானிலைக் குறிப்புகள் எடுத்துக் கொள்ளப்படுகின்றன. இந்தக் குறிப்பிட்ட கால வரம்பிற்குள் எல்லாவித வானிலை வகைகளும் ஒரு முறையாவது நிலவுகின்றன. ஒரு குறிப்பிட்ட வானிலைச் சுழற்சி (Definite weather cycle) ஏற்படுகிறது என்று நம்பப்படுகிறது.

அன்றாட சராசரி வெப்பநிலையை ஒவ்வொரு மணிநேரத்திற்கும் எடுக்கப்படும் வெப்பநிலைகளின் சராசரியிலிருந்து கணக்கிடலாம். இவ்வாறு மேற்சொன்ன குறிப்புகள் கிடைக்காவிடில் அன்றைய உச்சநீச வெப்பநிலைகளின் சராசரியைக் கொண்டும் கண்டுபிடிக்கலாம். சில நாடுகளில் ஒரு நாளின் குறிப்பிட்ட இடைவெளிகளில், குறிப்பிட்ட வெப்ப நிலைகளின் சராசரியிலிருந்து அன்றாட சராசரி வெப்பநிலையைக் கணக்கிடுகிறார்கள். எடுத்துக்காட்டாக, ஒரு நாளைக்கு நான்கு முறை வெப்பநிலைகளைக் குறித்து அவைகளின் சராசரியைக் கண்டுபிடிக்கிறார்கள். இந்தியாவிலுள்ள வானிலை ஆராய்ச்சி நிலையங்களில் ஒரு நாளைக்கு இருமுறை அதாவது காலை 8-30 மணிக்கும் மாலை 5-30 மணிக்கும் காற்றின் வெப்பநிலை பதிவு செய்யப்படுகிறது. இவைகளின் சராசரியிலிருந்துதான் அன்றாடச் சராசரி வெப்பநிலை கணக்கிடப்படுகிறது. ஒருமாதமுழுவதும் இவ்வாறு எடுக்கப்படும் அன்றாடச் சராசரி

வெப்பநிலைகளின் கூட்டுத்தொகையை நாட்களின் எண்ணிக்கையால் வகுத்தால் அம்மாதச் சராசரி (monthly mean) கிடைக்கப் பெறுகிறது. 12 மாதச்சராசரியினையும் கூட்டி வந்த தொகையை 12ஆல் வகுக்க, கிடைக்கப் பெறுவதுதான் ஆண்டுச் சராசரி (Annual mean) வெப்பநிலையாகும். மாதாந்திர உச்சநீச வெப்ப நிலைகளை அன்றாட உச்சநீச வெப்பநிலைகளிலிருந்து கணக்கிடுகிறார்கள். ஆண்டுச் சராசரி உச்ச வெப்பநிலையை, 12 மாதங்களின் உச்ச வெப்பநிலையைக் கூட்டி வந்த தொகையை 12ஆல் வகுத்துக் கணக்கிடுகிறார்கள். இதுபோலவே, ஆண்டுச் சராசரி நீச வெப்பநிலையையும் மாதாந்திரச் சராசரி நீச வெப்பநிலைகளிலிருந்து கணக்கிடுகிறார்கள்.

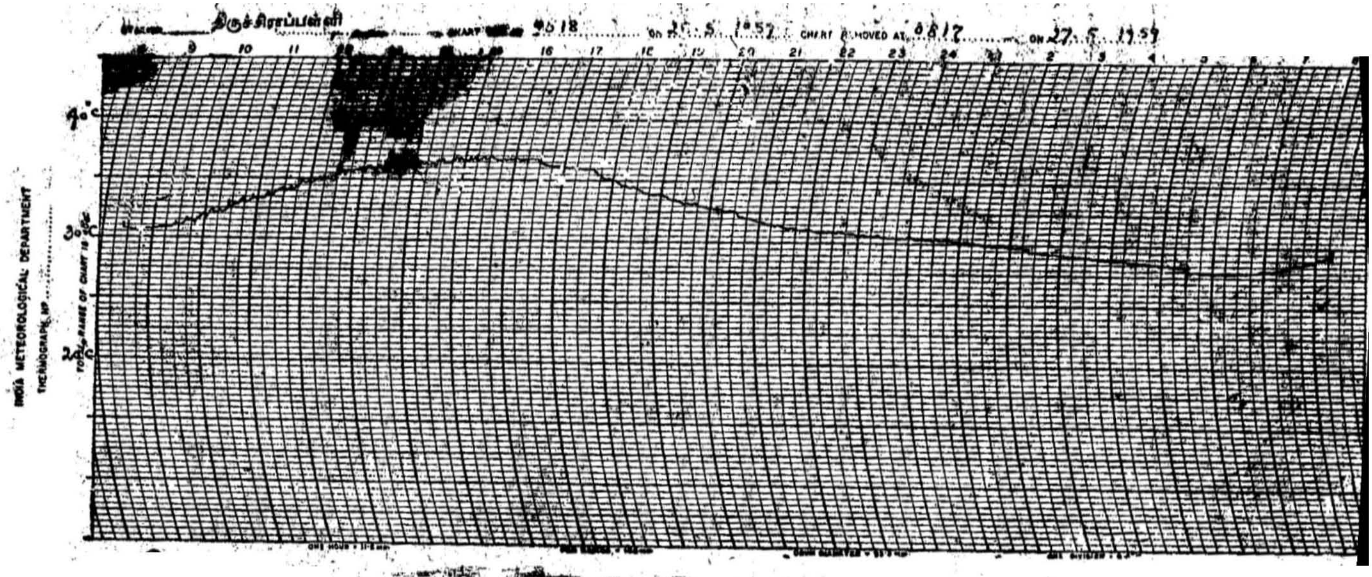
இந்தச் சராசரி வெப்பநிலைகள் முக்கியமாக இருந்தபோதிலும் இவைகளிலிருந்து ஒரு குறிப்பிட்ட காலத்தில் நிலவும் சரியான வானிலை, தட்பவெப்பநிலை ஆகிய இவற்றை அறிய முடிவதில்லை. உண்மையான நிலையை யறிவதற்கு ஒரு நாளில் குறிக்கப்படும் உச்சநீச வெப்பநிலை, அதே போல் ஒரு மாதத்தில், ஒரு வருடத்தில் குறிக்கப்பட்ட உச்சநீச வெப்பநிலைகள், மேற்சொன்ன காலங்களுக்கு வெப்ப வியாப்தி (Ranges of temperature) ஆகிய இவை யாவும் கணக்கிலெடுத்துக் கொள்ளப்படுகின்றன. நடைமுறைப் பயிற்சிக்குச் சராசரி மதிப்புகள் பயன்படா ; ஏனெனில், இவை வானிலை, தட்பவெப்பநிலை ஆகியவற்றின் நிலைமைகளை ஓரளவே காட்டுகின்றன. சராசரி வெப்பநிலை மட்டுமல்லாமல் ஒரு குறிப்பிட்ட தட்பவெப்பநிலை அடிக்கடி காணப்படும் அளவு, சராசரி வெப்பநிலையிலிருந்து ஏற்படும் விலக்கு ஆகிய இவை யாவற்றையும் ஒன்று சேர்த்துப் பார்த்தால் ஓரிடத்தின் தட்ப வெப்ப நிலையை நன்கு அறியலாம். இவ்வாறே வானிலையின் மற்ற மூலகங்களையும் கணக்கிலெடுத்துக் கொள்ளவேண்டும்.

வெப்பப் பெயர்ச்சி
March of Temperature

அன்றாட வெப்பப் பெயர்ச்சியும், அதன் வியாப்தியும்
Daily March of Temperature and its Range

துருவப் பிரதேசங்களைத் தவிர, உலகிலுள்ள எல்லா இடங்களிலுமே இரவைவிடப் பகல் நேரம் சற்று அதிக வெப்பமாகவே உள்ளது. ஆனால் வெப்பநிலையில் உண்டாகும் ஏற்றத் தாழ்வு எல்லா விடங்களிலும் எல்லாக் காலங்களிலும் ஒரே தன்மைத்தாயிருப்பதில்லை. இருப்பினும், அன்றாட வெப்பநிலையில் ஏற்படும் உயர்வு தாழ்வு நன்கு தெரிகிறது. இதைத்தான் அன்றாட வெப்பநிலைப் பெயர்ச்சி என்று சொல்லுகிறோம்.

விசும்பு தூயதாக இருக்குமானால், கதிரவன் தோன்றும் நேரத்திலிருந்து காற்றின் வெப்பநிலை அதிகரித்துக் கொண்டே போகிறது இந்த வெப்ப அதிகரிப்பு, முதலில் மெதுவாகவும் உச்சிப்பொழுதில் விரைவாகவும் நடைபெறுகிறது. இம்மாதிரி வெப்ப அதிகரிப்பு மாலை 4 மணி வரை தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. இதனால் அதிக பட்ச வெப்பநிலை நண்பகலிலல்லாமல் பிற்பகலில்தான் காணப்படுகிறதென்பது விளங்குகிறது. ஆகவே, மாலை 4 மணி வரையில் கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தினளவானது, பூமியினால் கதிர்வீசலின் மூலம் இழக்கப்படும் வெப்பத்தினளவைவிட அதிகமாயுள்ளது. இதை அடிப்படையாகக்கொண்டு வெப்பநிலையின் வளைவுகோட்டை (Temperature curve) வரைந்தால் மாலை 4 மணி வரை வெப்பநிலை உயருவதையும், அந்நேரத்தில் அன்றாட வெப்பநிலை அதிகபட்சமாயிருப்பதையும் காணலாம் (படம் 2-8 a, b). மாலை 4 மணிக்குப் பின் வெப்பநிலையில் வீழ்ச்சி காணப்படுகிறது. இந்த வெப்பத் தாழ்வு (Temperature fall) வெப்ப அதிகரிப்பைப்போலவே முதலில் தாமதமாகவும் பின்னர் விரைவாகவும் நடைபெறுகிறது. இந்நிலை விடியும்வரை தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. விடியற்காலை 3 மணியிலிருந்து கதிரவன் தோன்றும் வரை உள்ள நேரத்தில், பூமியினின்றும் வெப்பக் கதிர்வீசலின் மூலம் இழக்கப்படும் வெப்பத்தினளவானது கதிரவனிலிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தினளவைவிட அதிகமாயுள்ளது. இச்சமயத்தில் அன்றாட வெப்ப வளைவுகோட்டில் வீழ்ச்சி ஏற்படுகிறது. இந்தியாவில் மேற்சொன்னவாறு வெப்பநிலை மாறுபாடுகள் மேகமூட்டமில்லாத காலங்களில் கிரமமாகக் காணப்படுகின்றன. அதாவது, கதிரவன் தோற்றத்திற்குப்பின் காலை 8-30 மணி வரை வெப்பநிலை துரிதமாக அதிகரித்துக் கொண்டே போகிறது. அதன்பின்னர் அதிகபட்ச வெப்பநிலையை அடையும் வரை இப்போக்கு தாமதமாகவே நடைபெறுகிறது. பிற்பகல் 2 மணிச் சுமாருக்கு அதிகபட்ச வெப்பநிலை குறிக்கப்படுகிறது. இந்நிலை, சென்னையில் சாதாரணமாகக் காணப்படுகிறது. பிற்பகல் 2 மணிக்குப் பின்னர் வெப்பநிலை முதலில் தாமதமாகவும் பின்னர் விரைவாகவும் குறைந்து கொண்டே வருகிறது. (சென்னையில் இவ்வெப்பக் குறைவு ஏற்படுவதும் கடற்காற்று வீசுவதும் ஒரே நேரத்தில் நடைபெறுகிறதென்று தெரிகிறது.) கதிரவன் மறையும் வரை வெப்பநிலையில் ஏற்படும் மேற்சொன்ன வெப்பக் குறைவு, முற்பகலில் ஏற்படும் வெப்ப உயர்வைப் போலவே விரைவாக நடைபெறுகிறது. மறுநாள் கதிரவன் தோன்றும் வரை வெப்பக் குறைவு தாமதமாகவே நடைபெறுகிறது.



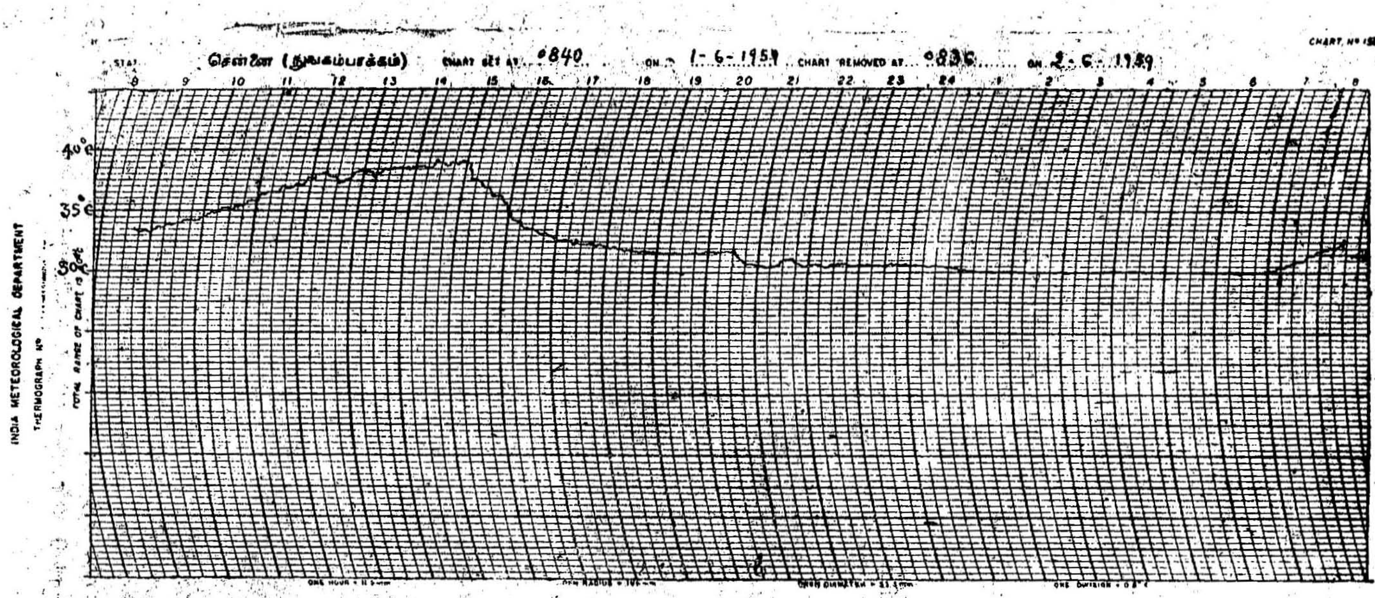
படம் 2—8-உ அன்றாட வெப்பநிலை வளைவு கோட்டுப் படம்
(இந்திய வானிலை நிலையத்தார் உதவியது)

காற்றின் உச்சவெப்பநிலை, கதிரவன் வெப்பம் அதிகபட்சமா யுள்ள நண்பகலிலல்லாமல், பிற்பகலில் காணப்படுகிற தென்பதை ஏற்கெனவே பார்த்தோம். இதுதான் வெப்பப் பின்னிடைதல் (Lag of temperature) என்று சொல்லப்படுகிறது. இந்தப் பின் னிடைதலுக்குக் காரணம் வருமாறு: உச்சிவேளைக்குப்பின் (12 மணி) கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பசக்தி குறைந்துகொண்டே வந்தபோதிலும், வெப்பக் கதிர்வீசலின் மூலம் இழக்கப்படும் வெப்பத்தைவிட அதிகமாயுள்ளது. மேலும், காற் றானது ஒரு அரிதில் கடத்தி என்பது தெரிந்ததே. அது கீழிருந்து பூமியின் வெப்பக் கதிர்வீசல் மூலம் வெம்மைப்படுத்தப் படுவதால், வெப்பக் கடத்தல் மிகவும் தாமதமாக நடைபெறுகிறது.

அன்றாட வெப்பநிலை வளைவுகோடு சமச்சீராக (Symmetrical) இருப்பதில்லை. ஏனெனில், இரவில் காற்றின் வெப்பநிலை மேலே யுள்ள வளிமண்டலக் காற்றினால் பாதிக்கப்படாமல், கீழேயுள்ள பூமியின் கதிர்வீசலினால் மட்டுமே பாதிக்கப்படுகிறது. அதிக வெப்பநிலையிலிருந்து சிறிது சிறிதாகக் குறைந்து நீசவெப்ப நிலையை (Minimum temperature) அடைவதற்கு அதிக நேரம் பிடிக்கிறது. ஆனால், நீசவெப்பநிலையிலிருந்து அதிகபட்ச வெப்ப நிலையை யடைவதற்கு ஆகும் நேரம் அதைவிடக் குறைவாக வுள்ளது; அதாவது, 10 மணி நேரத்திற்குள்ளாகவே நடைபெறு கிறது. வெயிற் காய்வுக்குத் தக்கவாறு காற்றின் வெப்பநிலையில் சீரான ஏற்றத்தாழ்வு எப்பொழுதும் காணப்படுவதில்லை. அன்றாட வெப்பநிலை வளைவுக் கோட்டில் காணப்படும் மாறுபாடு களிலிருந்து வெப்பத்தைக் கட்டுப்படுத்தும் அம்சம் கதிரவன் மட்டுமன்று; வேறு பல அம்சங்களுமுள்ளனவென்பது நன்கு புலப் படுகிறது. அவைகளில் முக்கியமானவை மேகமூட்டம், மேற் பரப்பின் தன்மை, காற்றுத் திசைமாற்றம், புயல் காற்றுகள், நில, நீர்ப்பரப்புகளுக் கேற்றவாறு அதனிருப்பிடம், கடல் மட்டத்திற்கு மேல் அதன் உயரம் முதலிய அம்சங்களாகும். இவைகளைத் தவிர அட்சரேகைக்குத் தக்கவாறு அன்றாட உச்சநீச வெப்பநிலையில் மாறுபாடுகள் ஏற்படுகின்றன.

அன்றாட வெப்ப வியாப்தி
The Diurnal Range

ஒரு நாளில் குறிக்கப்படும் உச்ச வெப்பநிலைக்கும் (Maximum temperature) நீச வெப்பநிலைக்கும் உள்ள வேறுபாட்டைத்தான் அன்றாட வெப்ப வியாப்தியென்று கூறுகிறோம். இந்த வெப்ப வியாப்தி இடத்திற்கிடம் மாறுபடுவதுடன் தட்பவெப்பநிலையில் ஏற்படும் முக்கியமான வேறுபாடுகளையும் குறிக்கிறது. அன்றாட



படம் 2-8-b அன்றாட வெப்பநிலை வளைவு கோட்டுப் படம் (இந்திய வானிலை நிலையத்தார் உதவியது)

வெப்பப் பெயர்ச்சியைப் பாதிக்கும் அம்சங்களெல்லாம் அன்றாட வெப்ப வியாப்தியையும் பாதிக்கின்றன.

ஆண்டு வெப்ப வியாப்தியைவிட அன்றாட வியாப்தி அதிகமாயுள்ளது. ஏனெனில், அன்றாட காலப் பரிவிருத்தி (Daily cycle) குறுகியதாயுள்ளது. மேலும், அது அதிக ஆழத்திற்கு ஊடுருவிச் செல்வதில்லை. மேகமூட்டமாயுள்ள நாட்களில் பகல் வேளையில் கதிரவனிலிருந்து கிடைக்கப்பெரும் வெப்பம் மேகங்களால் தடை செய்யப்படுவதால் அதனளவு குறைந்துவிடுகிறது. ஆனால், பூமி, வளிமண்டலம் ஆகிய இவற்றின் கதிர்வீசலின் மூலம் வெளியேறும் வெப்பத்தை மேகம் கவர்ந்து, இரவில் கதிர் வீசலின் மூலம் பூமிக்கே அதைத் திருப்பியனுப்பி விடுகிறது.

காற்றின் வேகம் அதிகம் ஆக ஆக மேல்நோக்கி யெழும்பும் காற்றினசைவும் அதிகரிக்கிறது. ஆகவே, காற்று அதிகமாயுள்ள நாளில் காற்றோட்டங்களினால் ஏற்படும் வெப்பமாற்றம் அதிகக் கனமுள்ள காற்றுப்படுகையைப் பாதிக்கிறது. இதன் காரணமாகக் காற்றில்லாத அமைதியான நாட்களைவிடக் காற்றதிகமாயுள்ள நாட்களில் வெப்ப வியாப்தி குறைவாகவுள்ளது. புயற்காற்றுகள், முற்றிலும் மாறுபட்ட வெப்பநிலையிலுள்ள காற்றுகளை மேலட்ச ரேகைப் பிரதேசங்களிலிருந்தும் கீழட்சரேகைப் பிரதேசங்களி லிருந்தும் கொண்டு வருகின்றன. இது அன்றாட வெப்பநிலை வளைவுக்கோட்டின் அமைப்பை அதிக அளவில் மாறுபடுத்துகிறது. புயற் காற்றுகள் அடிக்கடி வீசும் நடு அட்சரேகைப் பிரதேசத்தில் சில வேளைகளில் நடுப்பகலைவிட நள்ளிரவில் வெப்பமதிகமாக இருக்கக்கூடும். ஆனால், அன்றாட காலப் பரிவிருத்தி குறுகியிருப் பதால், கிடையாக ஏற்படும் வெப்பமாற்றம் கடற்கரையோரங்களைத் தவிர மற்ற இடங்களில் அவ்வளவு முக்கியமானதன்று. கடற் கரைப் பிரதேசத்தில் வீசும் கடற்காற்றுகளும், நிலக்காற்றுகளும் அன்றாட வெப்ப வளைவுகோட்டில் மாறுபாடுகளை உண்டுபண்ணு கின்றன. கீழட்சரேகைப் பிரதேசங்களில் கதிரவனின் ஏற்றக் கோணத்திலேற்படும் வேறுபாடு அதிகமாயும், மேலட்சரேகை களில் அது குறைவாயுமிருப்பதால், அன்றாட வெப்ப வியாப்தி பூமத்தியரேகைப் பிரதேசங்களிலிருந்து துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்லக் குறைந்துகொண்டே போகிறது. அதாவது, பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்தில் வெப்ப வியாப்தி அதிகமாயும், துருவப் பிரதேசங்களில் குறைவாயும் உள்ளது. இப்பொது விதிக்கு விலக்காகவுள்ள சில இடங்களும் உண்டு. இங்கு அட்ச ரேகை அதிகரிப்பதற்கேற்ப அன்றாட வெப்ப வியாப்தியும் அதிகரிக் கிறது. வெப்ப வியாப்தியைப் பாதிக்கும் அம்சம் அட்சரேகை

மட்டுமன்று என்பது இதிலிருந்து நன்கு விளங்குகிறது. குறிப்பிட்ட இடங்கள் கண்டங்களுக்கு மத்தியில் உள்ளனவா அல்லது கடற்கரைப் பிரதேசங்களாக உள்ளனவா என்பதையும் முக்கியமாகக் கவனித்தல் வேண்டும். ஏனெனில், ஒரே அட்சரேகையிலுள்ள உள்நாட்டு இருப்பிடம் (Continental location) கடற்கரைப் பிரதேசம் (Marine location) ஆகிய இவற்றின் வெப்ப வியாப்தியில் அதிக வேறுபாடு காணப்படுகிறது. எல்லா அட்சரேகைகளிலுமே கடற்கரைப் பிரதேசங்களில் வெப்ப வியாப்தி மிகக் குறைவாயுள்ளது. ஆனால், கண்டப் பிரதேசங்களிலோ இதற்கு நேர்மாறாக வெப்ப வியாப்தி அதிகமாயுள்ளது. பூமத்திய ரேகைப் பிரதேசங்களை நோக்கிக் குறையவும் செய்கிறது.

ஏற்கெனவே சொல்லியபடி வெப்ப வியாப்திகளைப் பாதிக்கும் பல அம்சங்களில் மேற்பரப்பினியல்பும் ஒன்றாகும். நீர்ப்பரப்பில் அன்றாட வெப்ப வியாப்தி 1° ஃபாரன் ஹீட்டுக்கு அதிகமாகக் காணப்படுவதரிது. ஆனால், நிலப்பரப்பிலோ அது 40° ஃபாரன் ஹீட்டைக்கூடக் கடந்து விடக்கூடும்.

பூமத்தியரேகையைவிட இடையயன மண்டலத்திலுள்ள (Inter-tropical belt) வறண்ட பகுதிகளில் வெப்ப வியாப்தி இன்னும் அதிகமாகவுள்ளது. பனிமூடிய பரப்பில் குறைந்த வெப்பநிலை பூச்சியத்துக்கும் குறைவாயுள்ளது. இதன் காரணம், பனி சிறந்த வெப்பக் கதிர்வீசியாகும். ஈரமண் (Wet soil) ஓர் எளிதில் கடத்தியாதலால் இங்கு அன்றாட வெப்ப வியாப்தி வறண்ட நிலப்பகுதிகளிலிருப்பதை விடக் குறைவாயிருக்கும்.

காற்றிலுள்ள நீராவியின் அளவிற்குத் தக்கவாறு அன்றாட வெப்ப வியாப்தி மாறுபடுகிறது. இரவுக் காலங்களில் காற்று வறட்சியாக இருந்தால் அங்குள்ள குறைந்த வெப்பநிலை இன்னும் குறைவாகக் காணப்படும். ஏனெனில், வறண்ட காற்று, கதிர் வீசலை நன்கு நடைபெற அநுமதிக்கிறது. மேற்சொன்ன இரண்டு தன்மைகளும் ஒன்றுசேர்ந்து வறண்ட பாலைவனங்களிலும் ஈரமாயுள்ள பிரதேசங்களிலும் வெப்ப வியாப்தியில் அதிக அளவு வேறுபாட்டை ஏற்படுத்துகின்றன. குளிர்ந்த காற்று பள்ளத்தாக்குகளை வந்தடைவதால், சில வேளைகளில் இரவு வெப்பநிலை குறைக்கப்படுகிறது. இவைகளைத் தவிர, தரைமட்டத்திற்கு மேலுள்ள உயரங்கள் (Altitudes) வெப்ப வியாப்தியைப் பாதிக்கின்றன.

இந்தியாவில் அன்றாட வெப்ப வியாப்தி, முக்கியமாகக் காற்றின் வறண்ட தன்மையையும், விசும்பின் தூய தன்மையையும் பொறுத்துள்ளது. இங்குக் கடற்கரைப் பிரதேசங்களைவிட, உள்

நாட்டுப் பகுதிகளில்தான் வெப்ப வியாப்தி அதிகமாயுள்ளது. பொதுவாக வறண்ட காலங்களில் மிக அதிகமாயும் மழைக் காலங்களில் குறைவாயுமுள்ளது. அதிக வெப்ப வியாப்தியை யுடைய மாதங்கள் இடத்திற்கிடமும், தட்பவெப்பநிலை, பருவ காலம் ஆகிய இவற்றிற்கேற்றவாறும் மாறுபடுகின்றன. வறண்ட பிரதேசங்களில் அன்றாட வியாப்தி 35° யிலிருந்து 40° ஃபாரன் ஹீட்டைக் காட்டிலும் அதிகமாயிருக்கலாம். எடுத்துக் காட்டாக, பூனாவில் ஃபெப்ருவரி அல்லது மார்ச்சு மாதத்தில் அன்றாட வெப்ப வியாப்தி 35° யாயுள்ளது. கல்கத்தாவிலும், டாக்காவிலும், 21° அல்லது 22°-க்கு அதிகமாக இருப்பதில்லை. தென்னிந்தியாவில் உள்நாட்டுப் பகுதிகளில் ஃபெப்ருவரி மாதத்தில் அன்றாட வெப்ப வியாப்தி 24°யிலிருந்து 30° வரையுள்ளது. ஆனால் கடற்கரைப் பட்டினமாகிய சென்னையிலோ 19° தான் உள்ளது. நாகப்பட்டி னத்தில் 14° மட்டுமே உள்ளது. ஆனால், ஐரோப்பாவின் பல பகுதிகளில் வெப்ப வியாப்தி மேற்சொன்ன அளவையும்விடக் குறைவாகவுள்ளது. மலைப் பகுதிகளில் (Hill stations) அவற்றின் இருப்பிடத்திற்குத் தக்கவாறு வெப்பவியாப்தி மாறுபடுகிறது.

ஆண்டு வெப்பநிலைப் பெயர்ச்சி
(Annual March of temperature)

பொதுவாக ஆண்டு முழுவதும் காணப்படும் வெப்பநிலையை எடுத்துக்கொண்டோமானால் குளிர்கால மத்தியிலிருந்து நடுவே னிற் காலம் வரை வெப்பநிலை அதிகரித்துக் கொண்டுபோவதும் நடுவேனிற் காலத்திலிருந்து குளிர்கால இடைவரை வெப்பநிலை குறைந்துகொண்டே போவதும் எல்லோருக்கும் தெரிந்ததே. அன்றாடக் காற்றின் வெப்ப நிலையில் பின்னிடை எவ்வாறு ஏற்படு கிறது என்று முன்னமே பார்த்தோம். அதுபோலவேதான் ஆண்டு வெப்ப நிலையிலும் பின் தங்குதல் ஏற்படுகிறது. வட கோளார்த்தத்தில் ஜனவரியும் ஜூலையும் முறையே குளிரும், வெப்பமும் அதிகமாகவுள்ள மாதங்களாகும். அப்பொழுது தென் கோளார்த்தத்தில் இதற்கு நேர்மாறான நிலைமை காணப்படுகிறது.

வடகோளார்த்தத்தில் கோடைக்காலத்தின்போது (ஜூன் 21ஆம்தேதி) கதிரவனிலிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பம் அதிக பட்சமாயிருந்தும், காற்றின் அதிக அளவு வெப்பநிலை ஜூன் மாதத்தில் காணப்படுவதில்லை. அதுபோலவேதான் மாரிக்காலத் தின்போது (டிசம்பர் 21ஆம் தேதி) கதிரவன் வெப்பம் குறைந்த அளவாக விருந்தபோதிலும், காற்றின் குறைந்த வெப்பநிலை இம்மாதத்திலல்லாமல் ஜனவரி மாதத்திலேற்படுகிறது. இம்மாதிரி வெப்பத்தின் பின்னடைதல் பூமியின் வெப்பச் சமநிலையைக்

காட்டுகிறது. ஏற்கெனவே நாம் இது பற்றி முன்னொரு பகுதியில் விளக்கமாகப் படித்துள்ளோம். இம்மாதிரிப் பின்னடைதல் பிரதேசத்திற்குப் பிரதேசம் மாறுபடுகிறது. அதாவது ஓரிடத்தில் இது அதிகமாகவும் மற்றோரிடத்தில் குறைவாயுமுள்ளதென்பது பின்வரும் எடுத்துக்காட்டிலிருந்து நன்கு விளங்கும். நடு அட்சரேகைகளின் மேற்சொன்ன பின்னடைதல் நீர்ப்பரப்புகளில், நிலப்பரப்புகளைவிட அதிகமாயுள்ளது. இப் பிரதேசத்தில் அதிக வெப்பமும் மிகக் குறைந்த வெப்பமும் உடைய மாதங்கள் முறையே ஆகஸ்டும், ஃபெப்ருவரியுமாகும். இதே அட்சரேகையில் சில சமயங்களிலே மேற்குக் கடற்கரைப் பிரதேசங்களில் பருவகால வெப்ப நிலையில் பின்னடைதல் காணப்படுகிறது. நீர்ப்பரப்பு அதிகமாயுள்ள இடங்களில் அதிக அல்லது குறைந்த அளவு கதிர் வீசல் ஏற்பட்ட ஒரு மாதத்திற்குப் பின்பு முறையே உச்ச, நிச வெப்பநிலைகள் காணப்படுகின்றன. வடகோளார்த்தத்தில் நிலப் பகுதி அதிகமாகக் காணப்படுவதால், நடு அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில் அதிக அளவு வெப்பநிலை ஜூலை மாதத்திலும், குறைந்த அளவு வெப்பநிலை ஜனவரி மாதத்திலும் காணப்படுகின்றது. மத்திய இந்தியா முழுவதற்கும் (கங்கை நதிக்குத் தெற்கிலும், தீபகற்ப பாகத்திற்கு வடக்கிலும்) தெற்கே கோதாவரி வரையுள்ள கிழக்குப் பகுதிக்கும், மே மாதமே அதிக வெப்பமுள்ள காலமாகும். ஆனால், அரவல்லிக் குன்றுகளுக்கு மேற்கேயுள்ள பிரதேசத்திற்கும், கங்கை நதிக்கு வடக்கேயுள்ள பகுதிக்கும் மே மாதத்தைவிட ஜூன் மாதமே அதிக வெப்பமுள்ள காலமாகும். வடமேற்குப் பிரதேசங்களில் (அதாவது குவெட்டா, லே—Quetta, Leh) ஜூலை மாதம் வரை வெப்பநிலை அதிகரித்துக்கொண்டே போகிறது. மேற்குத்தக்காணத்திலும், கிழக்குக் கடற்கரைப் பிரதேசத்தைத் தவிர தீபகற்ப இந்தியாவிற்குத் (Peninsular India) தெற்கிலும், ஏப்ரல் மாதமே அதிக வெப்பமாயுள்ள காலமாகும். அதிக அளவு வெப்பநிலை, மழைப்பொழிவினால் குறைக்கப்படுவதால் அதிக அளவு வெப்பமாயுள்ள மாதங்களும் அதையடுத்து வரும் ஆண்டு வெப்பநிலைப் பெயர்ச்சியும் பாதிக்கப்படுகின்றன.

வெப்பத்தின் கிடைவியாபனம்
(Horizontal distribution of temperature)

உலகின் பல பாகங்களுக்கும், நீண்டகால வெப்பநிலைக் குறிப்புகள் உள்ளன. பூமியின் மேற்பரப்பில், துருவப் பிரதேசங்களைத் தவிர, மற்ற எல்லா இடங்களிலும் காணப்படும் பொதுவான வெப்பநிலை வியாபனம் தீர்மானிக்கப்படுகிறது. துருவப் பிரதேசங்களின் முக்கியத்துவத்தின் பொருட்டு இங்குப்பல இடங்களில் வானிலைப் பதிவு நிலையங்கள் நிறுவப்பட்டுள்ளன. இவ்வானிலைக்

குறிப்புகள், துருவப்பிரதேசத்தில் நிலவும் வானிலை, தட்பவெப்ப நிலை ஆகிய இவற்றை விளக்குகின்றன. துருவப் பிரதேசங்களை வான ஊர்தியின் மூலம் (Trans-polar flights) கடந்து செல்லவும், புயல்கள் உண்டாகும் விதத்தை அறியவும் இவை மிகவும் பயன் படுகின்றன. கடலைப் பற்றிய குறிப்புகள், கடலில் செல்லும் கப்பல் களிலேயே பதிவு செய்யப்படுகின்றன. இந்தக் குறிப்புகள் எண்ணிக்கையில் குறைவாயிருந்தபோதிலும், பொதுவாக வெப்ப நிலையைத் தெரிந்துகொள்ள உதவுகின்றன. ஏனெனில், நிலப் பரப்பை விட நீர்ப்பரப்பில் வெப்பநிலையில் ஏற்படும் வேறுபாடுகள் குறைவாயிருப்பதே காரணமாகும்

சமவெப்பக் கோடுகளின் பயன்கள்

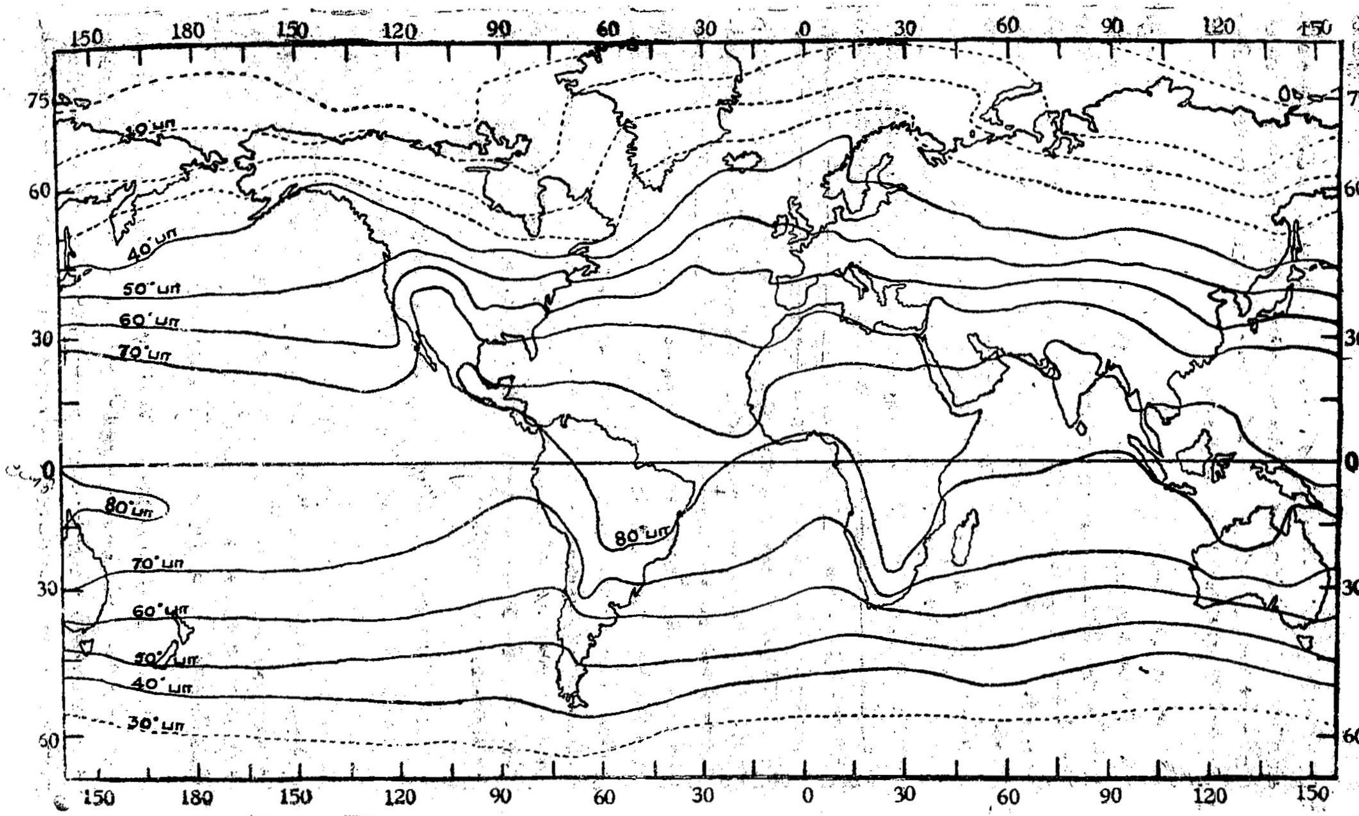
பொதுவான வெப்பநிலை வியாபனத்தைச் சமவெப்பக் கோடு களின் மூலம் குறிக்கிறார்கள். கடல்மட்டத்திற்கு மேலே, ஒரே வெப்ப நிலையுள்ள எல்லா இடங்களையும் ஒன்று சேர்த்து இக் கோடுகள் வரையப்படுகின்றன. இச் சமவெப்பக் கோடுகள், ஒரு நாளில், ஒரு வாரத்தில் அல்லது ஒரு மாதத்தில் நிலவும் வெப்ப நிலையைக் குறிக்கப் பயன்படும். சாதாரணமாக, சராசரி மாதாந்திர வெப்பநிலை அல்லது வருடாந்திர சராசரி வெப்ப நிலையைக் குறிக்கும் சமவெப்பக் கோடுகளைப் பயன்படுத்தியே, உலகத்தில் பொது வெப்பநிலை வியாபனத்தைக் கணக்கிடுகிறார்கள். உயரத் திற்கேற்ப வெப்பநிலை மாறுபடுகிறதென்பதை ஏற்கெனவே முன் னொரு பகுதியில் படித்தோம். ஒவ்வொரு 300 அடி உயர்விற்கும் வெப்ப நிலையில் 1 டிகிரிF குறைகிறது என்றும் பார்த்தோம். மேல் மட்டங்களில் காணப்படும் இடங்களின் வெப்பநிலை, அதே அட்ச ரேகையிலுள்ள கீழ் மட்டத்தில் காணப்படும் இடங்களின் வெப்ப நிலையைக் காட்டிலும் குறைவாகவுள்ளது. அன்றாட வானிலைக் குறிப்புப் படங்களில் (Daily weather maps) சிறு நிலப் பகுதிகளில் நிலவும் அப்போதைய சரியான அன்றாட வெப்ப நிலைகள் குறிக்கப் படுகின்றன. ஆனால் உயரங்களில் ஏற்படும் வேறுபாடுகள் அதிக மிருப்பதால், அதிகப் பரப்புகளுக்கு இம்மாதிரிக் குறிப்புப் படம் சிக்கலாகவும், குழப்பமாகவும் ஆகிவிடும். மேலும், சமவெப்பக் கோடுகள், சம உயரக் கோடுகளைப் பின்பற்றும். ஆகையால் பூமியின் மேற்பரப்பில் பொது வெப்ப நிலையைக் கணக்கிடுவது கடினம். மேற்சொன்ன இன்னல்களை நீக்கும்பொருட்டு "லேப்ஸ் ரேட்டை"ப் (Lapse rate) பயன்படுத்தி சராசரி வெப்பநிலைகள் கடல்மட்டத்திற்குக் குறைக்கப்பட்டுள்ளன. சாதாரணமாகப் பயன்படுத்தப்படும் "லேப்ஸ் ரேட்" 3·3°F/1,000' ஆகும். இவ் வாறு குறைக்கப்பட்டுள்ள வெப்ப நிலைகள் சமவெப்பக் கோடுகள் வரையப் பயன்படுகின்றன. மேற்சொன்ன சம வெப்பக் கோடு

களிலிருந்து தட்பவெட்ப நிலையைப் பாதிக்கும், மற்ற அம்சங்களாகிய அட்சரேகை, நீர், நிலப்பரப்பின் வியாபனத்தில் காணப்படும் வேறுபாடு, கடல் நீரோட்டங்கள் (Ocean Currents) ஆகிய இவற்றின் விளைவுகளைக் காணலாம்.

கடல் மட்டத்திற்குக் குறிக்கப்பட்டுள்ள சமவெப்பக் கோடுகள் கொள்கைப்படி தட்பவெட்ப நிலைகளை அறிவதற்குப் பயன்படுகின்றனவேயன்றித், தாழ்வான நிலப்பகுதிகளைத் தவிர மற்ற இடங்களில் தட்பவெட்ப நிலையின் சரியான நிலமைகளைக் காட்டுவதில்லை. கண்டங்களிலுள்ள பீடபூமிப் பகுதிகளில் நிலவும் உண்மையான சராசரி வெப்பநிலைக்கும், சமவெப்பக் கோடுகளால் குறிக்கப்படும் இப்பகுதியின் வெப்ப நிலைக்கும் அதிக வேறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன. தவிர, சில வேளைகளில் இவை தவருன தட்பவெப்ப நிலையை அறிவிக்கின்றன. ஏனெனில் இவை உயரத்தை மட்டும் ஆதாரமாக வைத்து வரையப்படுகின்றனவேயன்றித் தட்பவெப்பநிலைக்கான மற்ற அம்சங்களைக் கணக்கில் எடுத்துக்கொள்வதில்லை. மேலும் இரண்டு இடங்களின் சராசரி வெப்பநிலை ஒரே தன்மையாக இருந்தபோதிலும், அங்கு உணரப்படும் உண்மையான வெப்பநிலை வேறுபடக்கூடும். இதற்குக் காரணங்கள் தலக்காற்றுகள் (Local winds), வெப்பக் கிரம மாற்றம் (Inversion of Temperature) முதலிய தல நிலைமைகளாகும். ஆகவே, சம வெப்பக் கோடுகளால் குறிக்கப்படும் வெப்பநிலை, அந்த அட்ச ரேகைக்குரிய சராசரி வெப்பநிலையாகும். கடல் மட்டத்திற்குக் குறைக்கப்பட்டுள்ள இந்தச் சம வெப்பக் கோடுகளின் அமைப்புகள், அட்சரேகைகளின் சராசரி வெப்பநிலையைக் காட்டுவதுடன், நீர் நிலப் பரப்புகள், நீரோட்டங்கள் ஆகிய இவற்றின் விளைவையும் காட்டுகின்றன.

மேற்சொன்ன படங்கள் உழவர், பொறியியலாளர், மற்றும் பல்வேறு தொழிலாளர்கள் ஆகிய இவர்களுக்குப் பயன்படுவதில்லை. ஏனெனில், அவர்களுக்குத் தேவையான அன்ருட வானிலைக் குறிப்புகள் சம வெப்பக் கோடுகளிலிருந்து கிடைப்பதில்லை. மேலும் அவர்கள் எல்லோரும், பூமியின் மேற்பரப்பில் நிலவும் அன்ருட உண்மையான வெப்ப நிலையைப் பயன்படுத்துகிருர்கள். உலக சமவெப்பக்கோட்டுப் படங்களை ஆராயும்போது, மேற்சொன்ன செய்திகளைக் கவனத்தில் வைக்க வேண்டும்.

உலகச் சமவெப்பநிலைக் கோட்டுப் படத்தைப் பார்க்கும் பொழுது சில செய்திகள் புலனுகின்றன (படம் 2—9). பூமத்திய ரேகைப் பிரதேசத்திலிருந்து துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல, சராசரி வெப்பநிலை குறைகிறது. இந்தச் சமவெப்பக்



படம் 2—9 உலக சமவெப்பநிலைக் கோட்டுப் படம்

கோடுகள், அட்சரேகைக் கோடுகளைப் போலவே கிழக்கு மேற்காகச் செல்லுகின்றன. இந்தக் கிழக்கு மேற்கு அமைப்பு வட கோளார்த்தத்தைவிட, நீரும், நிலமும் மாறி மாறி வியாபித்திருக்கும் தென் கோளார்த்தத்தில் நன்கு காணப்படுகிறது. ஆனால், வடகோளார்த்தத்தில் அவை திசை மாறிக் காணப்படுகின்றன. இவ்வாறிருப்பது இயற்கையே, ஏனெனில், ஒரு குறிப்பிட்ட அட்சரேகையில், குறிப்பிட்ட பருவத்தில் துருவங்களுக்கும், பூமத்தியரேகைகளுக்குமிடையே காணப்படுவதுபோல. வெப்பநிலையில் அவ்வளவு வித்தியாசங்கள் காணப்படுவதில்லை. பூமியின் மேற்பரப்பிற்கு. மிக உயரத்தில் (High altitude) சமவெப்பக் கோடுகள், அட்சரேகை வட்டங்களுக்கு இணையாக உள்ளன.

Latitudes

சம வெப்பக் கோடுகளின் போக்கு, அந்தந்த அட்சரேகைகளுக்குத் தக்கவாறு வெயிற்காய்வின் அளவு எவ்வாறு மாறுபடுகிறதென்பதைக் காட்டுகின்றன. ஆண்டுச் சராசரி சம வெப்பக் கோடுகளிலிருந்து, பூமத்தியரேகைக்கருகில் வெயிற்காய்வு அதிகமென்பதும், மேல் அட்சரேகைகளில், அதாவது துருவப் பிரதேசங்களில் அது குறைந்த அளவுள்ள தென்பதும் தெரிய வருகிறது. அயனமண்டலப் பிரதேசத்தில் வெப்பநிலை மாறுபாடுகள் அதிகம் தெரிவதில்லை. நடு அட்சரேகைகளிலும், மேல் அட்சரேகைகளிலும், அதாவது சுமார் 25° வட தென் அட்சரேகைப் பிரதேசங்களிலும், அதற்கு மேலுள்ள பாகங்களிலும், ஆண்டுச் சராசரி வெப்பநிலை துருவங்களை நோக்கி விரைவாகக் குறைகிறது. வெப்பநிலைச் சரிவு (அட்சரேகையில் ஒவ்வொரு டிகிரி வித்தியாசத்திற்கும் வெப்பநிலையில் காணப்படும் மாறுதல்கள்) மேல் அட்சரேகைப் பிரதேசங்களிலும், கிழக்குக் கடற்கரை ஓரமாக உள்ள பிரதேசங்களிலும், அதிக அளவாகவும், கீழ் அட்சரேகைகளிலும், மேற்குக் கடற்கரை ஓரமாகவுள்ள பிரதேசங்களிலும், வெப்பநிலைச் சரிவு குறைந்த அளவாகவும் உள்ளது. அதுபோலவே, இவ்வெப்பநிலைச் சரிவானது நிலப்பகுதிகளில் 1·5 டிகிரியாகவும், நீர்ப்பரப்பின் மேல் 1 டிகிரிக்குக் குறைவாயும் உள்ளது. பூமத்தியரேகையிலிருந்து துருவங்களை நோக்கி ஏற்படும் சராசரி வெப்பநிலைச் சரிவு வட கோளார்த்தத்தில் 1 டிகிரி என்றும், தென் கோளார்த்தத்தில் அதைவிடச் சற்று அதிகமென்றும் கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. வெப்பநிலை எல்லைக் கோட்டில், மேற்சொன்ன வெப்பநிலைச் சரிவு பூச்சியத்தை நெருங்குகிறது. இந்த வெப்பநிலைச் சரிவை யொத்து, சமவெப்பக் கோடுகளும் ஒரே மாதிரி வெப்பச் சமநிலையுள்ள இடங்களைச் சேர்க்கும் கோடுகளின் போக்கையே ஒத்திருக்கவேண்டும். வெப்பச் சமநிலையைப்பற்றி ஏற்கெனவே முன்னொரு பகுதியில் படித்துள்ளோம். வெப்பச் சமநிலை

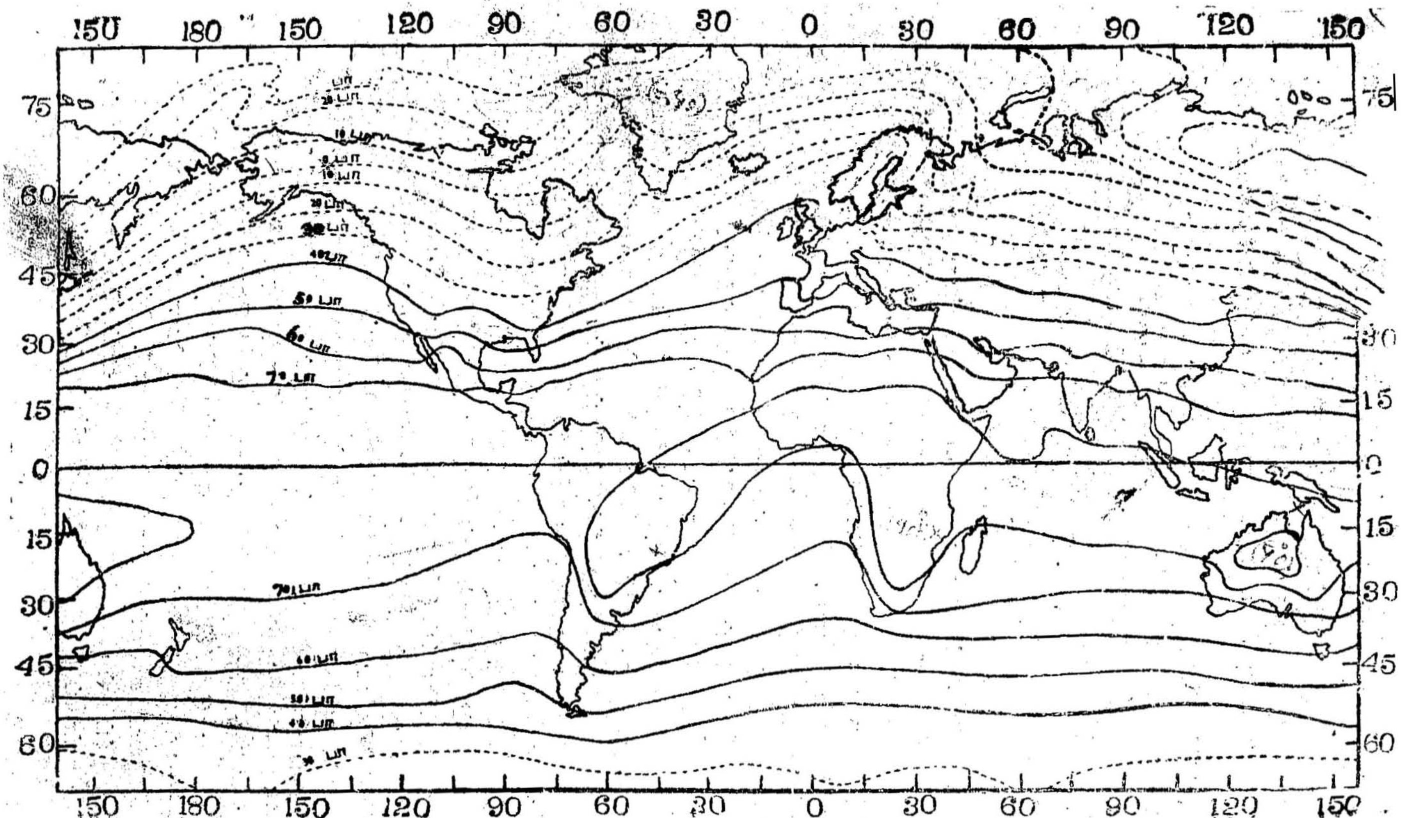
ருண்ராசியாக இருக்குமிடத்து வெப்பநிலை குறைவாயும், வெப்பச் சமநிலை தனராசியாக இருப்பின் அவ்விடத்தில் வெப்பநிலை அதிகமாயும் இருக்குமென்று எதிர்பார்க்கலாம். எனவே வெப்பச் சமநிலைக்கும், வெப்ப நிலைக்கும் ஏதோ தொடர்பிருக்கிறதென்று விளங்குகிறது. ஆனால், முக்கியமாக, வடகோளார்த்தத்தில் மேலட்சரேகைப் பிரதேசங்களில் சமவெப்பக் கோடுகளின் போக்கை ஆராயும்போது, அவை பூமத்திய ரேகைக்கோ, அல்லது வெப்பநிலை எல்லைக் கோட்டிற்கோ இணையாகச் செல்வதில்லை என்று தெரிகிறது. (அக்னி வளையம் அல்லது வெப்பநிலை எல்லைக்கோடு என்பது, உலகில் அதிகபட்ச சராசரி வருடாந்திர வெப்பநிலை உள்ள இடங்களையெல்லாம் சேர்த்து வரையப்பட்ட கோடாகும்.) ஆனால் சமவெப்பநிலைக் கோடுகளோ, வடதிசையையும், தென்திசையையும் நோக்கி மாறி மாறி வளைந்து காணப்படுகிறது. கீழட்சரேகைப் பிரதேசங்களிலும், நடு அட்சரேகைப் பிரதேசங்களிலும் காணப்படும் கண்டப்பகுதிகளின்மேல், சம வெப்பக் கோடுகள் துருவங்களை நோக்கிச் சரிகின்றன. அதாவது, பூமத்தியரேகையை நோக்கி உட்கவிந்திருக்கிறது. இப் போக்கிலிருந்து மேற் சொன்ன அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில், கண்டப் பகுதிகளின் சராசரி வெப்ப நிலையானது, குறிப்பிட்ட அட்சரேகையில் இருக்க வேண்டிய வெப்பநிலையைவிடச் சற்று அதிகமாயும், அதே அட்சரேகையிலுள்ள பிரதேசங்களின் கடல் வெப்ப நிலையைவிட அதிகமாயுள்ளதென்பது தெரிகிறது. மேல் அட்சரேகைகளில், சம்வெப்பக் கோடுகள் பூமத்தியரேகையை நோக்கி வளைந்து காணப்படுகின்றன. இதிலிருந்து இந்த அட்சரேகைப் பிரதேசத்திலுள்ள பெரிய கண்டப் பகுதிகள், அவைகளை அடுத்துள்ள கடல்களைவிட அதிகக் குளிர்ச்சியடைந்து காணப்படுகின்றன. என்பது தெரிகிறது. மேலும் அப்பிரதேசங்களில் கண்டப் பகுதிகளின் வெப்பநிலை, சாதாரணமாகக் காணப்படவேண்டிய வெப்ப நிலையைக் காட்டிலும் சற்றுக் குறைவாகவே உள்ளது. எடுத்துக் காட்டாக வட கானடாவிலும், சைபிரியாவிலும் சராசரி வெப்ப நிலை அந்தந்த அட்சரேகைகளுக் கேற்றபடியில்லாமல் மிகவும் குறைந்து காணப்படுகிறது. கண்டங்களிலிருந்து, நீர்ப்பரப்பிற்குச் செல்லும்போது, சம வெப்பக் கோடுகளின் விலக்கம் அதிகமாயுள்ளது. அது போலவே, நீர்ப் பரப்பிலிருந்து நிலப் படிப்பிற்குச் செல்லும்போதும், சமவெப்பக் கோடுகள் அதிகம் விலக்கப்படுகின்றன. வட கோளார்த்தத்தில், வட அட்லாண்டிக் பிரதேசத்தின் வடக்கில் சமவெப்பக் கோடுகள் அதிக தூரம் செல்லுகின்றன. ஆனால் வட பசிபிக் பிரதேசத்தில் சமவெப்பக் கோடுகள் அவ்வளவு நன்ருகக் குறிக்கப்படுவதில்லை. தென் கோளார்த்தத்தில் கடற்பரப்பிலிருந்து நிலப் பரப்பிற்குப் போகும்போது சம

வெப்பக் கோடுகள் பூமத்திய ரேகையை நோக்கிச் சரிந்துள்ளன. இவ்வாறு சமவெப்பக் கோடுகளில் காணப்படும் அதிக வேறுபாடுகள்தான் வட அட்லாண்டிக், வட பசிபிக் பிரதேசங்களின் வெப்பச் சமநிலைப் படங்கள், சம வெப்பக் கோட்டுப் படங்கள் ஆகிய இவற்றில் ஏற்படும் வேறுபாடுகளுக்கும் காரணமாயுள்ளன. மேலட்ச ரேகைகளில், வெப்பச் சமநிலை ருண ராசியிலிருப்பதால் குறைந்த வெப்பநிலை எதிர்பார்க்கத்தக்கது. ஆனால், உண்மையில் இந்நிலை காணப்படுவதில்லை. அதாவது வெப்பநிலை அந்த அட்ச ரேகைப் பிரதேசத்துக்கு இருக்க வேண்டியதைவிட அதிகமாயுள்ளது. இதிலிருந்து ஓர் இடத்தின் வெப்பச் சமநிலையும், அந்தப் பரப்பின் கதிர்வீசலும் மட்டுமே அவ்விடத்தின் வெப்பநிலையைத் தீர்மானிக்கும் மூலங்கள் அல்ல என்று தெரிகிறது. ஆனால் மேற்சொன்ன நிலையான அம்சங்கள் முக்கியமாயிருப்பதால், அவைகளை விட்டுவிடுவதற்கு இல்லை. இவைகளைத் தவிர, மாறுபடும் அம்சங்களாகிய (1) வெப்பமாற்றம் (வெப்பச்சமநிலை தனராசியாக உள்ள பிரதேசத்திலிருந்து நீரோட்டங்களின் மூலம் வெப்பச் சமநிலை ருணராசியாக உள்ள பிரதேசங்களுக்கு வெப்ப மாற்றம் ஏற்படுகிறது), (2) நீர்நிலப்பரப்புகளின் வெப்பமடையும் தன்மையில் காணப்படும் வேற்றுமை ஆகிய இவை யாவும் சமவெப்பக் கோடுகளின் அசாதாரணப் போக்குகளை விளக்குகின்றன.

நீரோட்டங்கள் உண்டாகும் விதம், அவைகளின் ஓட்டம் எவ்வாறு உள்ளது என்பதையெல்லாம் விரிவாகக் கடலியல் நூலின் (Oceanography) கீழ்ப் படிக்கலாம். அதுபோன்று, அவைகளினால் ஏற்படும் பயன்களைக் கண்டங்களின் தட்பவெப்ப நிலைகளைப் படிக்கும்போது கவனிப்போம். வெயிற்காய்வு, நீர் நிலப் பரப்புகளை எவ்வாறு பாதிக்கின்றது என்று ஏற்கெனவே முன்னொரு பகுதியில் படித்திருக்கிறோம். ஆகவே, இங்கு வெப்பத்தின் கிடை வியாபனத்தைப் பாதிக்கும் இரண்டு அம்சங்களைமட்டுமே கவனிப்போம்.

வடஅட்லாண்டிக், பசிபிக் பிரதேசங்களில் சமவெப்பக் கோடுகள் துருவத்தை நோக்கி வளைந்திருப்பது, அப்பிரதேசங்களில் குறிப்பிட்ட அட்சரேகையில் வெப்பநிலை சாதாரணமாக இருக்க வேண்டிய வெப்ப நிலையைக் காட்டிலும் அதிமாகவுள்ளது என்பதைக் காட்டுகிறது. இதற்குக் காரணம் அயனமண்டலப் பிரதேசங்களிலிருந்து இப் பிரதேசங்களுக்கு வெப்ப நீரோட்டங்களினால் ஏற்படும் வெப்பமாற்றமேயாகும். வடஅமெரிக்காவின் கரையிலிருந்து வெப்பமான "கல்ஃப் நீரோட்டம்" (Gulf stream) மேற்காற்றுகளினால் ஐரோப்பாவின் வடமேற்குக் கரையை நோக்கி

எடுத்துச்செல்லப்படுகிறது. இங்கு, இதற்கு மேற்கு அட்லாண்டிக் காற்றியுக்கும் நீரோட்டம் என்று பெயர். பின்னர், இது, வட அட்லாண்டிக் பிரதேசங்களுக்கு எடுத்துச் செல்லப்பட்டு அதன்பின் வடமேற்கு ஐரோப்பாவின் கடற்கரையை அடைகிறது. இந்த நீரோட்டங்களின் காரணமாக, இப் பிரதேசத்தில் வெப்பநிலை அதிகரிக்கப்படுகிறது. வடபசிபிக் பிரதேசத்தில், மேற்சொன்ன கல்ஃப் நீரோட்டத்திற்கு ஒத்த பகுதியாகக் க்யூரோஷிவோ(Kuroshio) அல்லது ஜப்பானிய நீரோட்டம் காணப்படுகிறது. இந்த நீரோட்டத்தினால், வடபசிபிக் பிரதேசத்தின் வெப்பநிலை அதிகரிக்கிறது. கண்டங்களின் மேல் சமவெப்பக் கோடுகள் பூமத்திய ரேகையை நோக்கிச் சரிந்திருப்பது, சிறப்பாக, மேல் அட்சரேகைகளில் இவ்விதமிருப்பது அந்த அட்ச ரேகைகளிலுள்ள கண்டப் பகுதிகள், அவைகளையடுத்துள்ள கடல்களைவிடக் குளிர்ச்சியாக உள்ளன என்பதைக் காட்டுகிறது. இதற்குக் காரணம் நீர் நிலப் பரப்புகள் வேறுபட்ட தரங்களில் வெப்பமடைவதேயாம். அதுபோலவேதான் பூமத்தியரேகைப் பிரதேசங்களிலும் நடு அட்ச ரேகைப் பிரதேசங்களிலும் கண்டப் பகுதிகள் அடுத்துள்ள கடல்களைவிட அதிக வெப்பமாயுள்ளன. மேற்சொன்ன வெப்பமோ, குளிர்ச்சியோ குறிப்பிட்ட அட்சரேகைகளில் இருக்கவேண்டியதைவிட அதிகமாக உள்ளது என்பது கவனிக்க வேண்டிய செய்தியாகும். 45° வட அட்சரேகையில் சமவெப்பக் கோடுகளின் விலக்கம் மிகக் குறைவாயுள்ளது. ஏனெனில், இப் பிரதேசத்தில் நீர் நிலப் பரப்புகளின் பரவல் வெப்ப நிலையை அதிக அளவில் பாதிப்பதில்லை. இங்கு நீர்ப் பரப்பின் வெப்ப நிலைக்கும், நிலப்பரப்பின் வெப்ப நிலைக்கும் அதிக வேறுபாடில்லை. தென் கோளார்த்தத்தில், தென் அமெரிக்காவின், பெரு, வடசில்லி (Peru, North Chile) ஆகிய இவற்றின் கரையோரமாகப், பாயும் ஹாம்போல்ட் (Humboldt) அல்லது பெருவியல் நீரோட்டம், தென்மேற்கு ஆப்பிரிக்காக் கரையைத் தாண்டிச் செல்லும் பென்குலா நீரோட்டம் (Benguela Current), அட்லாண்டிக் கடலின் மேற்குக்கரையோரமாகச் செல்லும் கானரிஸ் நீரோட்டம், தென் கலிஃபோர்னியாக் கரையைத் தாண்டிச் செல்லும் கலிஃபோர்னியா நீரோட்டம் ஆகிய இவற்றினால் ஏற்படும் வெப்ப மாற்றத்தின் காரணத்தினாலேயே சமவெப்பக் கோடுகள் பூமத்திய ரேகையை நோக்கி வளைந்து காணப்படுகின்றன. மேலும் தென் கோளார்த்தத்தில் இச் சமவெப்பக் கோடுகளுக்கு நடுவே அதிக இடைவெளி காணப்படுவதற்குக் காரணம், இங்கு ஒரே தன்மையான நீர்ப்பரப்பு அதிக அளவில் காணப்படுவதோடல்லாமல், பெரிய கண்டப் பகுதிகள் இல்லாமலிருப்பதுமேயாகும்.



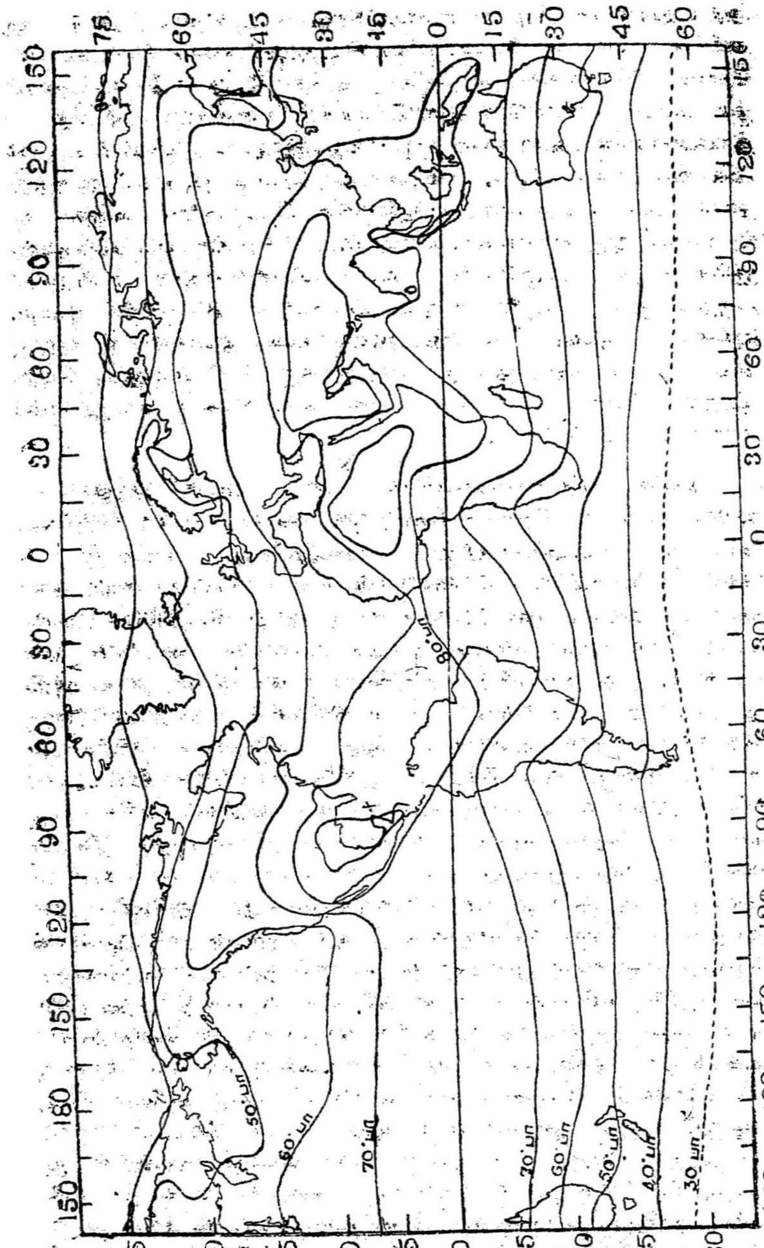
படம் 2-10. ஜனவரி மாத சமவெப்பக்கோட்டுப் படம்

பருவகால வேறுபாடுகள் ஜூலை, ஜனவரி சமவெப்பக் கோடுகள்

(Seasonal variations - July, January Isotherms)

ஜூலை, ஜனவரி சமவெப்பக் கோடுகள் உலக முழுவதற்கும் முறையே, கோடை, குளிர் ஆகிய காலங்களில் வெப்ப நிலையில் ஏற்படக்கூடிய அந்தங்களைக் காட்டுகின்றன. மேற்கூறிய இரண்டு சமவெப்பக் கோடுகளையும் ஆராயுங்கால், வெப்பமண்டலம், கதிரவனியக்கம் ஆகிய இவற்றை யொட்டிக் குறிப்பிட்ட பருவகாலங்களில் சமவெப்பக் கோடுகள் வடக்கேயும், தெற்கேயும் இயங்குகின்றன என்று தெரிகிறது.

சராசரி ஜனவரி சமவெப்பக் கோடுகளைக் காட்டும் படத்தை எடுத்துக்கொண்டால், அதில் காணப்படும் கோடுகள், சராசரி வருடாந்தரக் கோடுகளின் தன்மையை ஒத்திருப்பதோடல்லாமல், அவை அதிகரித்தும் காணப்படுகின்றன படம் 2—10). வட கோளார்த்தத்தில், ஜனவரி மாத சமவெப்பக் கோடுகள் எண்ணிக்கையில் அதிகமாயிருப்பதோடு, நெருக்கமாயும் அமைந்துள்ளன. இங்கு வெப்பச் சரிவு அதிகமாயுள்ளது. நுண்ணிய திருப்பங்களும் புலப்படுகின்றன. குளிர்ச்சியான கண்டப் பகுதிகளில் சமவெப்பக் கோடுகள் பூமத்தியரேகையை நோக்கித் திரும்பியும் உடனடியாக அதே அட்சரேகையில் அண்டையிலுள்ள நீர்ப் பரப்புகளில் துருவங்களை நோக்கித் திரும்பியும் உள்ளன. இதிலிருந்து நிலமானது நீர்ப்பரப்பைவிட அதிக அளவிலும், எளிதாயும், வெப்பமும் குளிர்ச்சியுமடைகிறதென்பது தெரிகிறது. தென்கோளார்த்தத்தில், மேல் அட்சரேகைகளிலும், நடு அட்சரேகைகளிலும் பெரிய நிலப் பகுதிகள் இல்லாமையால், நீர்ப்பரப்பிற்கும், நிலப்பரப்பிற்கும் வெப்ப நிலையில் அவ்வளவாகப் பருவகால வேற்றுமை காணப்படுவதில்லை. ஜனவரி சமவெப்பக் கோட்டுப் படத்திற்கும், வருடாந்தரச் சராசரி சமவெப்பக்கோட்டுப் படத்திற்கும் உள்ள மற்றொரு வேறுபாடு அதிக வெப்ப நிலைகளுள்ள இடங்கள் குறிக்கப்பட்டிருப்பதாகும். ஜனவரி மாதத்தில் அக்னி வளையம், பூமத்தியரேகைக்குத் தெற்கேயுள்ளது. ஜனவரியில் 90 டிகிரி வெப்ப நிலையைக் காட்டும் சமவெப்பக் கோடுகள் தென் ஆப்பிரிக்காவிலும், ஆஸ்திரேலியாவிலும் மிகச் சிறிய பகுதிகளையே சூழ்ந்துள்ளன. குறைந்த அளவு சராசரி வெப்பநிலை பெரிய நிலப் பகுதிகளில் காணப்படுகிறது. எடுத்துக்காட்டாக, சைபீரியாவில், இந்த வெப்பநிலை (—50) டிகிரி ஃபாரன்ஹீட், கிரீன்லாந்தில் (—40) டிகிரி ஃபாரன்ஹீட் ஆகும். 70 டிகிரி சமவெப்பக் கோட்டின்நிலை, ஜனவரி மாதத்தில் வருடாந்தரச் சராசரி நிலையை ஒத்திருக்கிறது. ஆனால், இதே 70 டிகிரி சம வெப்பக் கோடு ஜூலைமாதத்தில் வடதிசையை நோக்கி,



படம் 2—11. ஜூலை மாத சமவெப்பக் கோட்டுப் படம்

அதிக தூரம் நகர்ந்து காணப்படுகிறது. அதாவது, நிலப் பகுதிகளில் உபஅயன மண்டல பாகத்திலிருந்து, சுமார் 40° வட அட்ச ரேகைப் பிரதேசத்திற்குப் பெயர்ந்து செல்கிறது. நீர்ப்பரப்பைவிட நிலப்பரப்பில், மேற்சொன்ன பெயர்ச்சி குறைவாக உள்ளது. நீர் நிலப்பரப்புகள் வெப்பமடைவது வேறுபடுவதால், வெயிற் காய்வின் விளைவைப் பாதிக்கிறது. இக்காரணத்தினால் ஜனவரி மாதத்தில், நார்வேயின் கடற்கரைப் பகுதிகளில் வெப்பநிலை, அந்த அட்ச ரேகைக்கு இருக்க வேண்டியதைவிட, 40 டிகிரி அதிகமாயுள்ளது. இதே காரணத்தினாலேயே வட அமெரிக்காவின் உள்நாட்டுப் பகுதிகளிலும், ஆசியாவிலும் வெப்பநிலை 30 டிகிரி குறைவாயுள்ளது. கிழக்குக் கடற்கரையோரமாக, ஜனவரியில் ஏற்படும் வெப்ப நிலைச் சரிவு, ஒரு அட்சரேகைக்கு 2·7° என்றும், மேற்குக் கடற்கரையோரங்களில் ஒன்றுக்கும் குறைவாக உள்ளது என்றும் கணக்கிடப்பட்டுள்ளது.

ஜனவரி மாத சமவெப்பக் கோட்டுப் படத்தைப் போலல்லாமல் ஜூலை மாதச் சம வெப்பக் கோடுகள், ஆண்டுச் சராசரி வெப்பக் கோட்டுப் படத்திலிருந்து வேறுபடுகிறது (படம் 2 – 11). கோடையில் சமவெப்பக் கோடுகள் பெருமளவில் வடக்கில் தள்ளப் பட்டபோதிலும், அவற்றின் போக்கு மாறுபடுவதில்லை. கண்டப் பகுதிகளில் அக்னி வளையம் பூமத்தியரேகைக்கு வடக்கே தள்ளப் படுகிறது. இச்சமயத்தில் சம வெப்பக் கோடுகள், நிலப்பகுதியில் துருவத்தை நோக்கியும், நீர்ப்பகுதிகளில் பூமத்தியரேகையை நோக்கியும் வளைந்துள்ளன. இது முக்கியமாக, பசிபிக் பிரதேசத்தில் நன்கு புலப்படுகிறது. ஜூலை மாதத்தில் நீர்ப் பகுதிகளைவிட, அதே அட்சரேகையிலுள்ள நிலப் பகுதிகள் அதிக வெப்பமாயுள்ளன. அதிக அளவு வெப்பம் வட கோளார்த்த நிலப்பகுதிகளில் காணப்படுகிறது. 80 டிகிரி ஃபாரன்ஹீட் சமவெப்பக் கோடு பெரிய நிலப்பரப்புகளைச் சூழ்ந்துள்ளது. அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் தென் மேற்கிலுள்ள பெரும் பகுதிகள், வடஆப்பிரிக்கா, தென்மேற்காசியா முதலிய இடங்களில் ஜூலை மாதத்திய சராசரி வெப்பநிலை 90 டிகிரி ஃபாரன் ஹீட்டாக உள்ளது. சஹாரா பாலைவனத்தின் பல பகுதிகளில் ஜூலை மாதச் சராசரி வெப்பநிலை 100 டிகிரிக்கும் அதிகமாயுள்ளது. 70 டிகிரி சமவெப்பக் கோட்டின், வடதிசையை நோக்கி உள்ள பெயர்ச்சி நன்கு காணப்படுகிறது. ஆனால், அது ஜனவரி மாதத்திற்கான சம வெப்பக் கோட்டுப் படத்தில் நன்கு தெரிவதில்லை. வட கோளார்த்தத்தில், ஜூலை மாதத்தின் போது, மேற்குக் கடற்கரையோரமாக வெப்பநிலைச் சரிவு சிறிது மாறுபட்டிருந்தபோதிலும், அது கிழக்குக் கடற்கரையோரமாயுள்ள கண்டப் பகுதிகளில் ஒவ்வொரு அட்சரேகை வேறுபாட்டிற்கும் 1·7° ஆக உள்ளது.

வருடாந்திர வெப்பநிலை வியாப்தி
(Annual Range of Temperature)

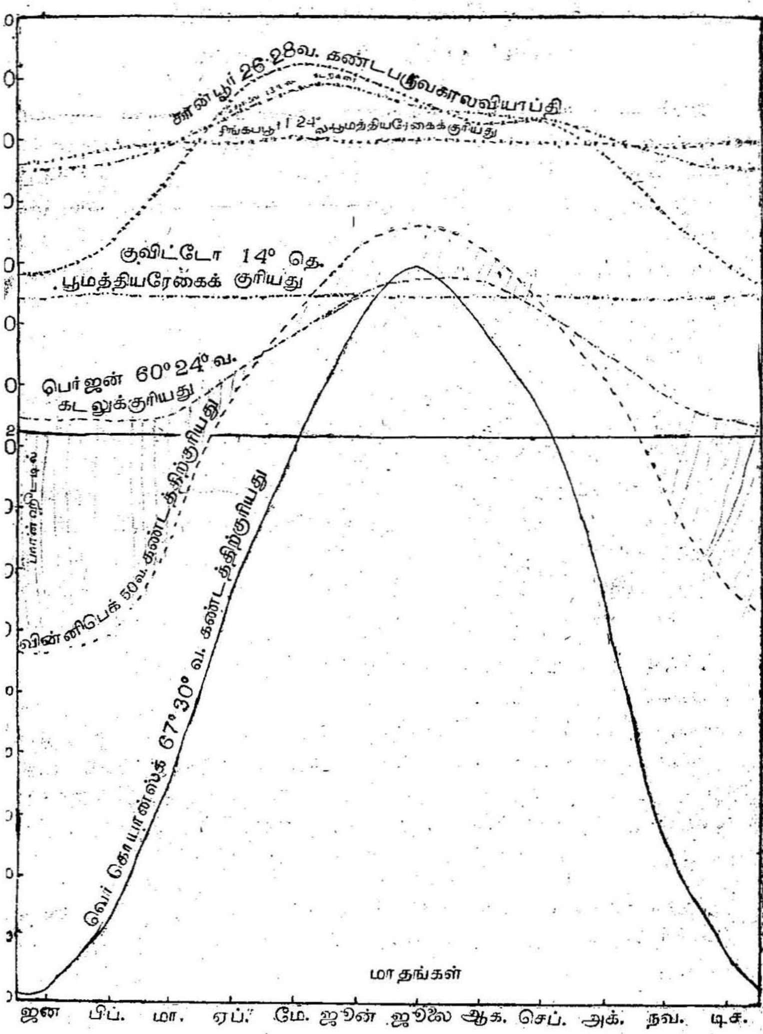
அதிக வெப்பமான மாதத்திற்கும், குறைந்த அளவு வெப்பத்தையுடைய மாதத்திற்கும் வெப்பநிலையில் உள்ள வேறுபாடே ஆண்டு வெப்ப வியாப்தி என்று சொல்லப்படுகிறது. அதாவது ஒரு வருடத்தில், எந்த ஒரு மாதத்தில் சராசரி வெப்பநிலை மிக அதிகமாக உள்ளதோ அந்த மாத வெப்ப நிலைக்கும், ஆண்டு முழுவதிலும் குறைந்த சராசரி வெப்பநிலை எந்த மாதத்தில் காணப்படுகிறதோ, அந்த மாத வெப்ப நிலைக்குமுள்ள வேறுபாட்டைத்தான் ஆண்டு வெப்ப வியாப்தி என்று சொல்லுகிறோம். அன்றுட வெப்ப வியாப்தியைப் போலவேதான், சராசரி ஆண்டு வெப்ப வியாப்தியும், வடகோளார்த்தத்தில், நடு அட்சரேகைப் பிரதேசங்களிலுள்ள உள்நாட்டுப் பகுதியில் அதே அட்சரேகையிலுள்ள கடற்கரைப் பிரதேசங்களைக் காட்டிலும் அதிகமாயுள்ளது (படம் 2-12). வட கோளார்த்தத்தில், தென் கோளார்த்தத்தைவிட ஆண்டு வெப்ப வியாப்தி அதிகமாயிருப்பதற்குக் காரணம், அதில் நிலப்பரப்பு அதிகமாயிருப்பதும், மற்றதில் நீர்ப்பரப்பு அதிகமாயிருப்பதுமேயாகும். இந்த வியாப்தி பூமத்தியரேகைப் பிரதேசங்களிலிருந்து துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல அதிகரிக்கிறது.

பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்தில் நீர், நிலம் ஆகிய இரண்டு பரப்புகளிலும் வெப்ப வியாப்தி 5° ஃபாரன்ஹீட்டுக்கும் குறைவாக உள்ளது. ஆப்பிரிக்கா, தென் அமெரிக்கா, ஆஸ்திரேலியா இவற்றின் அயனமண்டலப் பிரதேசங்களில் வெப்ப வியாப்தி 30° F ஆகவும், கனடாவின் உள்நாட்டுப் பகுதியில் 80° F ஆகவும், சைபீரியாவின் ஒரு சிறிய பகுதியில் 120 டிகிரி ஆகவும் உள்ளது.

இந்தியாவில் பல இடங்களில் காணப்படும் சராசரி ஆண்டு வெப்ப வியாப்தியைக் (ஃபாரன்ஹீட்டில்) கீழ்வரும் அட்டவணை குறிக்கிறது.

அட்டவணை 6.

லே	45·3	ஸெகந்தராபாத்	20·0
மூல்டான்	39·3	பெல்லாரி	16·0
ஜேகோபாபாத்	40·4	பம்பாய்	10·1
அலஹாபாத்	33·0	கள்ளிக்கோட்டை	6·9
பாட்னு	27·2	சென்னை	13·4
கல்கத்தா	20·5	டில்லி	34·3
பூனு	15·0		



படம் 2—12. பல இடங்களில் அட்சரேகை, இருப்பிடம், இவைகளுக்குத் தக்கவாறு வெப்ப வியாப்தியையும், ஆண்டு வெப்ப மாறுதல்களையும் காட்டும் ஆண்டு வெப்ப வளைவு கோடுகள்.

அட்டவணையிலிருந்து பல்வேறு இடங்களின் வெப்ப வியாப்திகள் அட்சரேகைக்குத் தக்கவாறும், கடலிலிருந்து அவ்விடங்களின் தூரத்திற்குத் தக்கவாறும் எவ்வாறு மாறுபடுகின்றன என்பதைக் காட்டுகின்றன. மேலும், ஈரமானதும் வறண்டதுமான நிலப் புரப்புகளுக்கிடையே ஏற்படும் வேறுபாடுகளையும், மேற்காணும் அட்டவணை நன்கு விளக்குகிறது. வெப்ப வியாப்தி வறண்ட பிரதேசங்களில் அதிகமாயும், ஈரமாயுள்ள பிரதேசங்களில் குறைவாயும் உள்ளது. இதைத்தவிர வெப்ப வியாப்தியில் ஏற்படும் மாறுதல் கோடை வெப்பத்தின் மாறுபாட்டைவிட மாரிக்காலக் குளிர்ச்சியின் அளவைப் பொறுத்துள்ளது.

காற்றோட்டங்களினாலும், நீரோட்டங்களினாலும், கிடையான வெப்பமாற்றம் ஏற்படுகிறது என்று ஏற்கெனவே பார்த்தோம். இவைகளும் ஓரிடத்தின் வெப்ப வியாப்தியை அதிக அளவில் பாதிக்கின்றன. இதற்கு எடுத்துக்காட்டாகப் பருவக் காற்றுகளைச் சொல்லலாம். மலைகள் கிடை வெப்ப மாற்றத்திற்குத் தடையாகவுள்ளன. வட இந்தியாவில் சராசரி மாரிக்கால வெப்பநிலை அதிகமாயுள்ளது. இதற்குக் காரணம் கிழக்கு மேற்காகப் பரவியிருக்கும் இமயமலையேயாகும். ஏனெனில் வடக்கிலுள்ள நிலப்பகுதிகளிலிருந்து குளிர்காற்று, இந்தியாவில் நுழையாதபடி இமயமலை தடுக்கிறது. இதைவிட வர்கோயான்ஸ்க் ஒரு நல்ல எடுத்துக்காட்டாகும். இந்த இடம் 68° வடஅட்சரேகையில், ஒரு பள்ளத்தாக்கில் அமைந்துள்ளது. கடலிலிருந்து வெகு தூரத்தில் உள்நாட்டுப் பகுதியில் அமைந்திருந்தபோதிலும், அங்குக் காணப்படும் மலைகளும், குன்றுகளும் வெப்ப மாற்றத்தைத் தடை செய்கின்றன. ஆனால் குளிர் காற்று பள்ளத் தாக்கின் அடித்தளத்தை அடைவதற்கு மலைகளும், குன்றுகளும் ஏதுவாகின்றன. இங்குக் குளிர்காலத்தில் குறிக்கப்பட்ட குறைந்தபட்ச வெப்பநிலை (—95°F) ஆகும். ஆனால் அதே அட்சரேகையில் (68°வ) கடலுக்கருகில் அமைந்துள்ள இடங்களில் காணப்படும் வெப்ப வியாப்தி, கடலின் வெப்ப நிலையால் பாதிக்கப்படுகிறது. சைபீரியாவில் மிகக் குளிர்ச்சியான பிரதேசத்திலும்கூட அட்லாண்டிக் பெருங் கடலிலிருந்து வெப்பமான காற்றோட்டங்கள் வந்தடைகின்றன. இங்கிருந்து பசிபிக் பிரதேசத்திற்குக் குளிர்ந்த காற்றுகள் எடுத்துச் செல்லப்படுகின்றன. இவ்விதக் காற்றோட்டங்கள், நீரோட்டங்கள் ஆகியவற்றின் மூலம் வெப்ப மாற்றம் ஏற்படாமல் இருக்குமாயின், சைபீரியாவின் பலபகுதிகளில் குளிர்காலத்து வெப்பநிலை இப்பொழுது காணப்படும் வெப்ப நிலையைக் காட்டிலும் மிகவும் குறைவாக இருக்கும். துருவப் பிரதேசங்களில் வெப்பநிலை பரிபாலனம் (**Regimes**) பல வகையாக உள்ளது. இங்கு வெயிற்காயும் நேரம் பருவங்களுக்கேற்றவாறு நீண்டும், குறுகியும் இருந்தபோதிலும்

ஆண்டு வெப்ப வியாப்தி மிதமாக உள்ளது. கோடைக் காலத்தில், வெப்பம், பனியை உருகச் செய்வதில் பயன்படுவதால், சராசரி வெப்பநிலை, பனியின் உருகுநிலை (32°F)க்கு மேல் அதிகரிப்ப தில்லை. ஆனால் இங்குக் குளிர்காலத்திலோ, பனி, கதிர்வீசலின் மூலம் வெப்பத்தைத் துரிதமாக இழக்கிறது. இருப்பினும் வெப்ப மாயுள்ள அட்லாண்டிக் நீரோட்டங்களின் மூலம் அதிக அளவில் மாற்றம் ஏற்படுகிறது.

துருவப் பிரதேசத்தில் பனிப்படுகை அடர்த்தியாக உள்ளது. பனிக்குக் கடத்தும் தன்மை அதிகம் என்று ஏற்கெனவே பார்த் தோம். வெப்பக்கதிர் வீசல் மூலம் இழக்கப்படும் வெப்பத் தைப் பனிக்குக் கீழேயுள்ள நீரோட்டங்களினின்றும், கடத்தலின் மூலம் பெறுகிறது. இவ்வாறு சமநிலை நிறுவப்படுகிறது. இக் காரணத்தினால்தான், ஆர்டிக் பிரதேசத்தில் துருவ கண்டப் பகுதிகளிலிருப்பதைப்போல, குளிர் அவ்வளவு கடுமையாக இருப்பதில்லை. நீர், நிலப்பரப்புகள், மலைகள் ஆகிய இவற்றால் வெப்ப வியாப்தி எவ்வாறு பாதிக்கப்படுகிறது என்பதை இது காறும் பார்த்தோம். கடல், இந்த வெப்ப வியாப்தியை எவ்வளவு தூரம் பாதிக்கிறது என்பது நடு அட்சரேகையிலுள்ள வட அட் லாண்டிக் பிரதேசத்தில் நன்கு விளக்கப்படுகிறது. வடமேற்கு ஐரோப்பாவின் உட்பகுதிகளிலும், கிடையாக ஏற்படும் வெப்ப மாற்றத்திற்குத் தடையேதும் இல்லாதிருப்பதால், கோடைக்காலம் அதிக வெப்பமாயிராமல், குளிர்ச்சியாகவும், குளிர் காலத்தில் அதிகக் குளிராகயில்லாமல் மிதமாகவும் உள்ளன. ஆனால் இதே அட்சரேகையில் அமைந்துள்ள கனடாவின் உட்பகுதிகளில் கோடைக்காலத்தில் அதிக வெப்பமும், குளிர்காலத்தில் மிகக் குளிரும் காணப்படுகின்றன. இதுபோலவே கிழக்கு ஐரோப்பா வின் உட்பகுதிகளிலும், ஆசியாவின் உட்பகுதிகளிலும் ஆண்டு வெப்ப வியாப்தி அதிகமாயுள்ளது. வட அமெரிக்காவில் கிடை யாக ஏற்படும் வெப்பமாற்றத்திற்குத் தடை ஏதும் இல்லாததால், வடக்கிலிருந்து தெற்கிற்கும், தெற்கிலிருந்து வடக்கிற்கும் காற் றோட்டங்கள், நீரோட்டங்கள் இவற்றின் மூலம் வெப்ப மாற்றம் ஏற்படக்கூடும்.

வெப்ப நெறி வழுவு
(Thermal Anomaly)

ஒரே இயல்புள்ள பூமியின் மேற்பரப்பில் கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் வெப்பம், கதிர் வீசலின் மூலமாக வெளியே போகும் வெப்பம் ஆகிய இவற்றினால் ஏற்படும் வெப்ப வியாபனத் தை உலக சமவெப்பக்கோட்டுப் படம் காட்டுகிறது. இது கடல்

நீரோட்டங்கள், காற்று, நீர் நிலப்பரப்புகளின் வேறுபட்ட அளவு களில் வெப்பமடைதல் போன்றவைகளால் பாதிக்கப்படுகின்றது. அட்சரேகைகளின் சராசரி வெப்ப நிலையைக் கணக்கிடலாம். இது கதிர் வீசலினால் கட்டுப்படுத்தப்பட்டுள்ள வெப்ப நிலையின் பரவலைக் காட்டுகிறது. ஓரிடத்தில் குறிக்கப்படும் சராசரி வெப்ப நிலை முன் கூறப்பட்ட எல்லா அம்சங்களின் கூடுதல் பயனாகும். குறிப்பிட்ட இடங்களில் நிலவும் சராசரி வெப்பநிலைக்கும், அந்த அட்சரேகையில் முறைப்படி இருக்கவேண்டிய சராசரி வெப்ப நிலைக்கும் இடையிலுள்ள வேறுபாட்டை வெப்ப நெறி வழுவு என்று சொல்லுகிறார்கள். ஒரு குறிப்பிட்ட அட்சரேகையின் இயல் பிலிருந்து ஏற்படும் வெப்ப விலக்கத்திற்குக் காரணம் பூமியைச் சார்ந்த சில அம்சங்களின் கட்டுப்பாடேயாகும். மேற்சொன்ன வெப்பநெறி வழுவு சமமாகவுள்ள இடங்களையெல்லாம் ஒன்று சேர்க்கும் கோடுகளுக்குச் சம வெப்ப நெறிவழுவுக் கோடுகள் (Isanomals) என்று பெயர்.

பொதுவாக, வட கோளார்த்தத்தில் பெரிய நீர் நிலப்பரப்பு களுடைய நடு அட்சரேகைகளில் மேற்சொன்ன வெப்ப நெறி வழுவு அதிக அளவில் காணப்படுகிறது. தென் கோளார்த்தத்தில், ஒரே இயல்புள்ள நீர்ப்பரப்பு அதிகமாயும், நிலப்பரப்பு மிகக் குறைந் தும் காணப்படுவதால், இங்கு வெப்ப நெறி வழுவு மிகக் குறைவு.

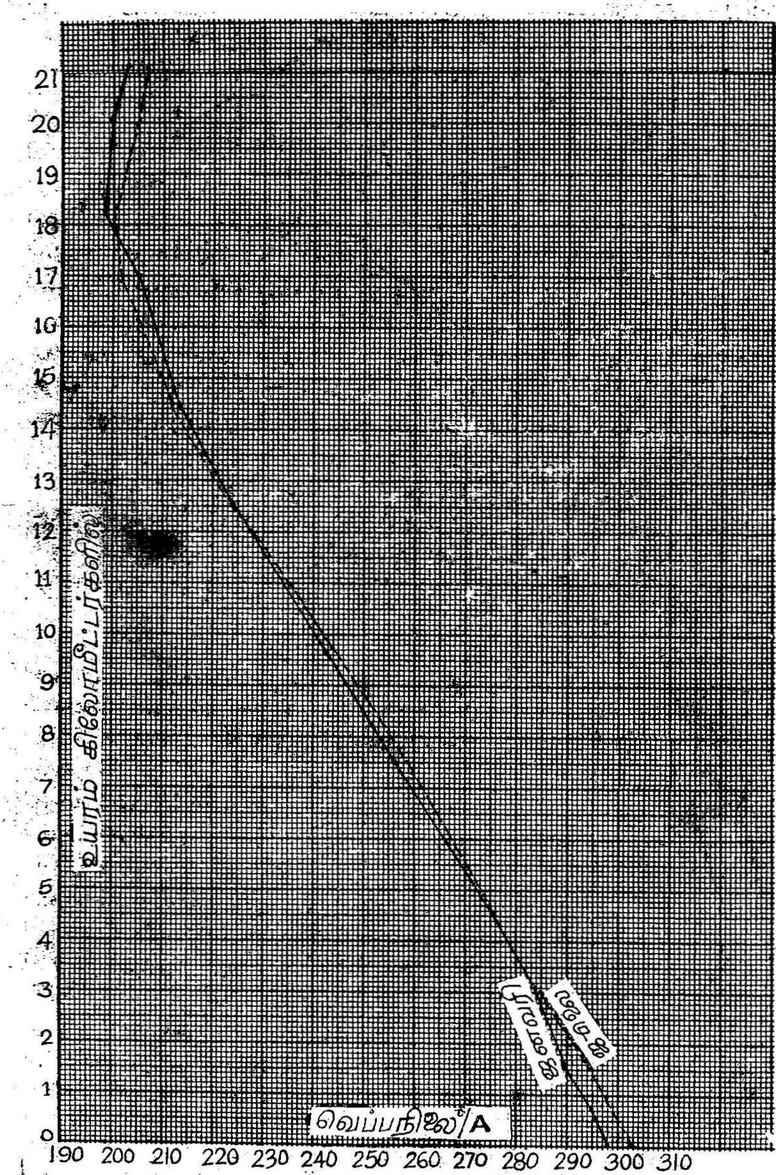
ஜனவரி மாதச் சமவெப்ப நெறிவழுவை எடுத்துக்கொண்டால் வெப்ப நெறி வழுவு தனராசியாகவும், ருணராசியாகவும் உள்ள நன்கு குறிக்கப்பட்டுள்ள பிரதேசங்களை அறியலாம். இந்த வெப்ப நெறி வழுவு கடல்களின்மேல் தனராசியாகவும், கண்டப் பகுதி களில் ருணராசியாகவும் உள்ளன. தனராசியிலுள்ள அதிகபட்ச வெப்ப நெறி வழுவு நடு அட்சரேகைகளிலும், மேல் அட்சரேகை களிலுமுள்ள கண்டங்களின் மேற்குக் கரையோரங்களில் காணப் படுகிறது. 60° வட அட்சரேகைகளில் வெப்பநெறி வழுவு, +25°F ஆக உள்ளது. அதற்கு வடக்கிலும், தெற்கிலும் வெப்பநெறி வழுவு குறைகிறது. மேற் சொல்லப்பட்ட தனராசியிலுள்ள அதிக மான வெப்பநெறி வழுவு ஐரோப்பாவின் வடமேற்குக் கடற்கரை யில் காணப்படுகிறது. 63° வட அட்சரேகையில் அது, +46°F ஆக உள்ளது. இதற்குக் காரணம் இப்பிரதேசத்தில் காணப் படும் வெப்ப நீரோட்டங்களேயாகும். வடஅமெரிக்கா, யூரேசியா முதலிய கண்டங்களின் உட்பகுதிகளில் வெப்பநெறி வழுவு, —29° Fக்கும் குறைவாயுள்ளது. கிழக்குச் சைபீரியாவில் அது, —46°F ஆக உள்ளது. நில, நீர்ப்பரப்புகளின் மத்தியிலிருந்து தனராசியி லுள்ள வெப்பநெறி வழுவு, ருணராசியிலுள்ள வெப்பநெறி வழுவு

ஆகிய இரண்டுமே கிழக்குக் கடற்கரையை நோக்கிப் பெயர்கின்றன.

கோடைக்காலத்தில் வெப்பநெறி வழுவு கடற்பரப்பில் ருணராசியாகவும், நிலப்பகுதிகளில் தனராசியாகவும் உள்ள ஓராண்டுச் சராசரி நிலைமையை எடுத்துக்கொண்டோமானால், கண்டப் பகுதிகளில் 40° வட அட்சரேகையிலிருந்து வடக்கே நெறி வழுவு ருணராசியாகவும், தெற்கில் தனராசியாகவும் உள்ளது. ஆகவே மேல் அட்சரேகையிலுள்ள ஒரு நிலப்பகுதியில் குளிர்ச்சி அடையச் செய்யும் தன்மையும், கீழ் அட்ச ரேகையிலுள்ள நிலப்பகுதியில் வெம்மையடையச் செய்யும் தன்மையும் காணப்படுகிறது.

வெப்பநிலையின் செங்குத்துப் பரவல்
(Vertical distribution of temperature)

சாதாரண நிலையில் உயரே செல்லச் செல்லக் காற்றின் வெப்ப நிலை குறைகிறதென்பதை நாம் மலைமீது ஏறும்போது உணருகிறோம். காற்றின் வெப்பத்தை அளக்கும் பலவிதமான கருவிகளின் மூலம் இந்த உண்மை உறுதி செய்யப்பட்டுள்ளது. தவிர, உயரமான மலைகளின் சரிவுகளில் காணப்படும் பனிக்கட்டி யாறுகளும், அங்குள்ள பனிக் களங்களும் மேற்சொன்ன செய்திக்கு உறுதியான சான்றுகளாகும். குறைந்த உயரங்களையுடைய மலைகளின்மீது ஏறும்போதுகூட, மலை உச்சியிலுள்ள காற்றானது அடிவாரத்திலுள்ள காற்றைவிடக் குளிர்ச்சியாக இருப்பதை நன்கு உணருகிறோம். (படம் 2—13). அதிக உயரங்களில் நிலவும் குறைந்த வெப்பநிலை 30° ஃபாரன்ஹீட் ஆகவோ அல்லது அதற்குக் குறைந்தோ இருப்பது காற்றின்மேல் நோக்கிய இயக்கத்திஞல்தான் என்பதை நிச்சயமாகக் கூறமுடியாது. மேற்சொன்ன வெப்பக் குறைவானது அட்சரேகைக்குத் தக்கவாறு இடத்திற்கிடம், காலத்திற்குக் காலம் மாறுபட்டபோதிலும், அம்மாறுபாடு உயரத்தைப் பொறுத்தவரையில் தடைப்படாத காற்றில் ஏறக் குறைய ஒரே சீராக உள்ளது. இவ்வெப்பக் குறைவு சராசரியாக ஒவ்வொரு 1,000 அடி உயர்விற்கும் சுமார் 3·3 முதல் 3·6 F வரையுள்ளது என்று முன்னொரு பகுதியில் பார்த்தோம். இதைத் தான் இயல்பான லேப்ஸ்ரேட் என்றும் சொல்லுகிறார்கள். லேப்ஸ் ரேட் என்பதற்கு "உயரத்திற்கேற்றவாறு உண்டாகும் வெப்ப மாற்றம்" என்பது பொருள். இதைச் செங்குத்தான வெப்ப நிலைச் சரிவு என்றும் சொல்வதுண்டு. லேப்ஸ் என்ற பதத்திற்கு "அதிக வெப்ப நிலையிலிருந்து, குறைந்த வெப்ப நிலையை மெதுவாக அடைவது" என்று பொருள். உயரே செல்லச்செல்லக் காற்றின் வெப்பநிலை குறைந்தால் லேப்ஸ் வீதம் தனராசியில் உள்ள



படம் 2-13., வெப்பத்தின் செங்குத்து வியாபனம்—
நுங்கம்பாக்கம்; சென்னை (உதவி : இந்திய வானிலை நிலையம்)

தென்றும், அதற்கு மாருக அதிக உயரங்களில் வெப்பநிலை அதிகரித்தால் அது ருணராசியில் உள்ளது என்றும் சொல்லுகிரும். மேலே செல்லச் செல்லக் காற்றின் வெப்புநிலை அதிகரிக்கும். இந்நிலை சில குறிப்பிட்ட நிலையின்கீழ் ஏற்படுகிறது. இது கிரமமாற்று (Inversion) என்று சொல்லப்படுகிறது. இதைப்பற்றி அடுத்துவரும் பகுதியில் விரிவாகப் படிப்போம்.

'லேப்ஸ் ரேட்' என்பது ஒரு பொதுப்படையான பெயர். ஈர அடையபாட்டிக் வீதம், வறண்ட அடையபாட்டிக் வீதம் குறிப்பான நிலைமைகளின் கீழ் உண்டாகும் லேப்ஸ் வீதங்களாகும். இவ் விடத்தில் 'அடையபாட்டிக் லேப்ஸ்' வீதத்துக்கும், சாதாரண லேப்ஸ் வீதத்துக்கும் உள்ள வேறுபாட்டைக் கவனிப்பது அவசியமாகும். ஏனெனில் அடையபாட்டிக் லேப்ஸ் வீதங்கள் சலனத்திற்குரிய மாறுதல்களால் உண்டாகின்றன. ஆனல் சாதாரண லேப்ஸ் வீதங்கள் உண்டாவதற்கு இம்மாதிரி, காற்றின் மேல் நோக்கிய அல்லது கீழ்நோக்கிய சலனம் முக்கியமாக ஏற்பட வேண்டிய அவசியமில்லை. சாதாரண லேப்ஸ் வீதம், அட்சரேகைகளுக்குத் தக்கவாறு கிடைவியாபனத்தில் சராசரியாக ஏற்படும் வெப்பநிலை மாறுதலைப்போல் சுமார் 1,000 மடங்கு அதிகம் என்று குறிப்புகள் காட்டுகின்றன.

அதிக உயரங்களையுடைய மலைகளை அடிப்படையாக வைதது குறிக்கப்பட்ட லேப்ஸ் வீதங்களைக் கொண்டு பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்திலிருந்து துருவப் பிரதேசங்கள் வரை, பூமியின் மேற் பரப்பில் வெப்பநிலையின் செங்குத்து வியாபனத்தின் குறுக்கு வெட்டுப் படத்தை அமைக்க முடியும். பூமத்திய ரேகைக்கு மேலுள்ள எல்லா அட்சரேகைகளிலும் தண்ணீர் உறைநிலையின் வெப்பநிலை பூமியின் தரைமட்டத்திலிருந்து 16,000 அடி உயரத்தில் உள்ளது என்று கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. இதே உறைநிலையின் சமவெப்பப் பரப்பு, குளிர்காலத்தில் 47° அட்சரேகையில் தரை மட்டத்திலேயே காணப்படுகிறது. கோடையில் இந்தச் சம வெப்பப் பரப்பின் சரிவு மேற்சொன்னதைவிடக் குறைவு. 57° அட்சரேகையில், மேற்சொன்ன பரப்பு, 6,600 அடி உயரத்திலுள்ளது. 84° அட்சரேகையில்தான், அதிலும் வட்கோளார்த்தத்தில், உறைநிலைக்கான வெப்பநிலை துருவக் கடற்பரப்பில் காணப்படுகிறது.

பூமத்தியரேகைப் பகுதியில், செங்குத்து வெப்பக் குறைவு 12 மைல் உயரத்தில்கூட குறிக்கப்படுகிறது. துருவங்களுக்கருகில் இந்த உயரத்தின் எல்லை 4 முதல் 6 மைல்களாகும். பூமத்திய ரேகைப் பகுதியில் அதிக உயரங்களில் வெப்ப நிலை, துருவப்

பிரதேசங்களிருப்பதைக் காட்டிலும் சுமார் 50° குறைவாயுள்ளது. மேற்சொன்ன உயரங்களுக்கு அதிகமாயுள்ள உயரங்களில் ஏற்படும் வெப்பக் குறைவு, மிகக் குறைவு. இன்றேல், இந்த உயரங்களில், வெப்பநிலை உயரத்திற்கேற்ப சிறிதளவு அதிகரிக்கிறதேயன்றிக் குறைவதில்லை. இம்மாதிரி உயரத்திற்கேற்ப வெப்பநிலையில் மாறுதல்கள் வளிமண்டலத்தில் எந்த உயரம் வரை ஏற்படுகிறதோ, அந்தப் படுகைக்கு வளிமண்டலத்தின் அடிப்பகுதி (Troposphere) என்று பெயர். இது சுமார் 10 மைல் உயரம்வரை வியாபித்துள்ளது. இங்குக் கொந்தளிப்பான வெப்பச் சலனம் அதிக அளவில் ஏற்படுகிறது. இதற்கடுத்த மேலுள்ள படுகை ஸ்ட்ராட்டோஸ்ஃபியர் (Stratosphere) என்று சொல்லப்படுகிறது. இதன் கீழ்ப் பகுதியில் ஏறக்குறைய வெப்பநிலை, நிலையாயும், ஒரே சீராயும் உள்ளது. ஆகவே ஸ்ட்ராட்டோஸ்ஃபியரின் கீழ்ப்பகுதிக்கு சமவெப்பப் படுகை என்று பெயர் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. ஆனால் சமீபகால ஆராய்ச்சியிலிருந்து கிடைக்கப்பெற்றுள்ள குறிப்புகள், நடு அட்சரேகைகளிலும், மேல் அட்சரேகைகளிலும் மேற்சொன்னதுபோல ஒரு சமவெப்பப் படுகை இருக்கக் கூடும் என்றும், அயன மண்டலப் பகுதியில் இது நன்கு குறிக்கப்படவில்லையென்றும், எடுத்துக்காட்டுகின்றன. ஸ்ட்ராட்டோஸ்ஃபியருக்கு மேல், இன்னும் அநேக வளிமண்டலப் படுகைகள் இருப்பதாக அறியப்படுகின்றன. ஸ்ட்ராட்டோஸ்ஃபியருக்கு மேலுள்ள படுகையில் வெப்பம் அதிகரித்தும், அதற்கப்பால் உள்ள படுகையில் வெப்பம் குறைந்தும், இதற்குமேல் உள்ள படுகைகளில் வெப்பம் அதிகரித்துக் கொண்டே போகிறதென்பதும் தெரியப்படுகிறது. வளிமண்டலத்தின் வெவ்வேறு படுகைகளில் காணப்படும் காற்றின் வெப்பம், அதன் அழுத்தம், வேறு சில பண்புகள் ஆகியவற்றை ''வளிமண்டலத்தின் படுகைகள்'' என்னும் பகுதியில் விரிவாகப் படிக்கலாம்.

செங்குத்து வெப்பநிலைச் சரிவுக்கான காரணங்கள்
(Reasons for vertical temperature gradient)

மலைமீது ஏறும்பொழுது, நம்மைச் சுற்றியுள்ள காற்று குளிர்ச்சியாயிருந்தபோதிலும், சூரிய கிரணங்கள் நமது உடலில் மூடப்படாத பாகங்களை நேரடியாகத் தாக்குவதால், தோல் சில சமயத்தில் வெயிலினால் பொசுக்கப்படுகின்றது. இதிலிருந்து வளிமண்டலத்தின் எல்லாப் படுகைகளின் வழியாகவும் கடந்துவரும் சூரிய கிரணங்கள் வளிமண்டலத்திலுள்ள காற்றை நேர்டியாக வெப்பப் படுத்துவதில்லை என்பது தெரிகிறது. அதனால் சூரிய கிரணங்கள் பூமியை வெம்மைப் படுத்துகின்றனவேயன்றி, அவை கடந்துவரும் வளிமண்டலத்துக் காற்றைப் பாதிப்பதில்லை யென்பது விளங்கு

கிறது. மேற்சொன்ன கதிரவன் வெப்பத்தில், வளிமண்டலம் ஒரு சிறு பகுதியையே ஈர்ப்பதால், இவ்வெப்பம் காற்றின் வெப்ப நிலையை அதிகரிப்பதற்குப் போதுமானதாக இல்லை. வளிமண்டலம் கதிரவன் வெப்பத்தை எவ்வாறு பாதிக்கிறதென்பதையும், பூமி, வளிமண்டலம் ஆகிய இவை எவ்வாறு வெம்மையடைகின்றன வென்பதையும் முன்னொரு பகுதியில் விரிவாகப் படித்தோம். மேற்கூறியதிலிருந்து வளிமண்டலம் பூமியின் வெப்பக்கதிர் வீசலினால் நேரடியாக வெம்மைப் படுத்தப்படுகிறதென்றும், கதிரவனிடமிருந்து இவ்வெப்பம் மறைமுகமாகக் கிடைக்கிறதென்றும் தெரிகிறது. ஆகவே காற்றின் வெப்பநிலை பூமிக்கருகில் அதிகமாயும், உயரச் செல்லச் செல்லக் குறைவாயும் உள்ளது. வெயிற் காய்வு (Insolation) உயரத்திற்கேற்ப அதிகரிப்பதால், காற்றின் வெப்பநிலையும் உயரத்திற்கேற்றவாறு அதிகரித்தல் வேண்டும். ஆனல், இதற்கு மாறுபட்ட நிலை காணப்படுகிறது. இதற்குக் காரணம் வெயிற்காய்வினுல் கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தைவிட, கதிர்வீசலின் மூலம் இழக்கப்படும் வெப்பம் அதிகமாயிருப்பதேயாகும். ஒவ்வொரு 2 மைல் உயர்விற்கும் வெயிற்காய்வு 20% அதிகரிக்கிறதென்றும், ஆனல் கதிர்வீசல் அதே தூரத்திற்கு 40% அதிகரிக்கிறதென்றும் கணக்கிடப்பட்டுள்ளன. வளிமண்டலத்தின் மேல் பகுதியில் கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தைவிட, கதிர்வீசலே விரைவாயும், அதிக அளவிலும் நடைபெறுவதால் இங்கு உயரத்திற்கேற்ப காற்றின் வெப்பநிலை குறைகிறது. வளிமண்டலத்தின் வெப்பத்திற்கு வெப்பச் சலனத்தின் மூலம் ஏற்படும் வெப்ப மாற்றமும் ஒரு ஆதாரம் என்று ஏற்கெனவே படித்தோம். இவ்வெப்ப மாற்றம் கிடையாகவும், செங்குத்தாகவும் இயங்கும் காற்றோட்டங்களினுல் (Advectional & Convectional Currents of air) உண்டாகிறது என்பதும் முன்னரே கூறப்பட்டது. அதாவது வளிமண்டலத்தின் நெடுஞ்சுழற்சி செங்குத்தாக ஏற்படும் வெப்பக்குறைவைக் குறைக்க முடிகிறது. மேலும் உயரங்களில் வெப்பக் குறைவு ஏற்படுவது, காற்றின் அழுத்தம் மேலே செல்லச்செல்லக் குறைவதாலேயாம் என்பதுதெரிந்ததே. இதை முன்னிட்டு வளிமண்டலத்தின் வெப்பத்தை நேரடியாக அமைக்காமல் அதன் அழுத்தத்தின் எடுகோள்களிலிருந்து கணக்கிடுகிருர்கள். இம்மாதிரி கணக்கிடுதல் ஏறக்குறைய வெப்பத்தின் செங்குத்துப் பரவலைச் சரியாக நிர்ணயிக்க முடிகிறது. வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப் படுக்கைகள், மேல் படுகைகளைவிட அதிக வெப்பமாக இருப்பதற்கு மேற்சொன்ன காரணங்களைத் தவிர மற்றொரு முக்கியமான அடிப்படைக் காரணம் உள்ளது. அதாவது, வெப்பத்தை அதிக அளவில் ஈர்க்கும் சக்தியுள்ள நீராவி, நுண்ணிய தூசிப் பகுதிகள் முதலியவை அடர்த்தியாயுள்ள வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப் பகுதியில்தான் நிறைந்துள்ளன,

மேற்பகுதி அடர்த்திக் குறைவாயிருப்பதுடன், நீராவி, தூசி இவை களின் அளவும் குறைந்து காணப்படுகிறது.

வெப்பநிலைக் கிரம மாறுகை
(Inversion of temperature)

பூமியிலிருந்து மேல் நோக்கிச் செல்லச் செல்ல, உயரத்திற் கேற்பக் காற்றின் வெப்பநிலை குறைகிறதென்பதையும், அதன் காரணத்தையும் முன்பகுதியில் படித்தோம். சில வேளைகளில் இந்நிலையில் வெப்பநெறி வழுவு காணப்படுகிறது. அதாவது, பூமிக்கருகில் காற்றின் வெப்பநிலை குறைவாகவும், உயரே செல்லச் செல்ல அதன் வெப்பநிலை அதிகரித்தும் உள்ளது. இந்நிலைதான் வெப்பநிலைக் கிரம மாறுகை என்று சொல்லப்படுகிறது. ஸ்ட்ரேட் டோஸ்ஃபியரின் கீழ்ப்படுகை வரையிலும் இயல்பாக இருக்கவேண் டிய செங்குத்தான வெப்ப நிலைச்சரிவு அல்லது லேப்ஸ் வீதம் காணப்பட்ட போதிலும், சிறப்பான நிலைமைகளின் கீழ் லேப்ஸ் வீதம் அல்லது இயல்பான வெப்பநிலைச் சரிவு மாறுபட்டுக் காணப் படுகிறது. இங்கு லேப்ஸ் வீதம் உண்மையில் ருணராசியாக உள்ளது. ஆகவே வெப்பநிலைக் கிரம மாறுகை வளிமண்டலத்தின் உறுதித் தன்மைக்கு ஏற்ற நிலையாகும். ஏனெனில், இவ்வாறு வெப்ப நிலைக் கிரம மாறுகை ஏற்படும் இடத்தில் காற்றின் இயக்கம் குறைந்த அளவாயுள்ளது. இதற்குக் காரணம், அடர்த்தியாயும், குளிர்ச்சியாயுமுள்ள காற்றுப்படுகை கீழேயும், வெப்பமாகவும், லேசாகவுமுள்ள காற்று மேலேயும் இருப்பதேயாகும். மேற்சொல லப்பட்ட வெப்பநிலைக் கிரம மாறுகை தட்டையான மேற்பரப்பு களில் அடிக்கடி ஏற்படுகிறதென்றாலும், அவை நன்கு வெளிப்படு வது மேடுபள்ளமாயுள்ள பரந்த மலைப் பிரதேசங்களிலாகும். இம்மாதிரியான வெப்பநிலைக் கிரம மாறுகை பூமியின் மேற் பரப்பி லிருந்து சிறிது தூரத்திலும், அதிக உயரங்களில் வளிமண்டலத் திலும் கூட உண்டாகின்றன. மேலும் குளிர்காலத்தில் அது சாதா ரணமாக ஏற்படும் நிகழ்ச்சி. ஏனெனில், உயரத்திற்கேற்ப வெப் பம் குறையும் அளவு, கோடைக் காலத்தைவிடக் குளிர்காலத்தில் குறைவாயுள்ளது. இது போலவேதான் பகலைவிட இரவில் லேப்ஸ் வீதம் குறைவாக உள்ளது. இலையுதிர் காலங்களில் வளி மண்டலத்தின் நிலைமை, வெப்பநிலைக் கிரம மாறுகை ஏற்படுவதற்கு மிகவும் சாதகமாக இருப்பதால், இச்சமயங்களிலும் மேற்சொன்ன கிரம மாற்றம் உண்டாகிறது. ஏற்கெனவே சொல்லியபடி வெப் பக் கிரம மாறுகை பூமியின் மேற்பரப்புக் கருகில் ஏற்படுவது, பூமியின் மேற்பரப்பு வெப்பக் கதிர்வீசலின் மூலம் குளிர்ச்சியடை வதின் பயனாகும். பூமியின் மேற்பரப்பு குளிர்ச்சியடைவதால்,

அதன் மேலுள்ள காற்றுப்படுகையும் கிரமமாகக் குளிர்ச்சியடைகிறது. வளிமண்டலத்தை விட நிலப்பரப்பிற்கு வெப்பக் கதிர் வீசும் தன்மை அதிகமாயிருப்பதால், இரவு வேளைகளில் நிலப்பரப்பு, வளிமண்டலத்தைக் காட்டிலும், எளிதாயும், விரைவாகவும் குளிர்ச்சி அடைகிறது. இதனால் பூமியின் மேற்பரப்பிற் கருகிலுள்ள காற்று, அதற்கு மேலுள்ள காற்றுப் படுகையைவிடக் குளிர்ந்ததாக உள்ளது.

பூமியின் மேற்பரப்பில் வெப்பக் கிரம மாறுகைகள் முழுவதும் உண்டாக வேண்டுமென்றால் சில குறிப்பிட்ட நிலைமைகள் இருக்க வேண்டியது அவசியம். அவை வருமாறு: 1. நீண்ட குளிர்ந்த இரவு வேளைகளில் கிடைக்கப்பெறும் வெப்பக் கதிர்வீசலைவிட, வெளியே செல்லும் வெப்பக் கதிர்வீசல் அதிகமாயுள்ளது. 2. வெப்பக் கதிர்வீசலைத் தடையின்றித் துரிதமாக நடைபெறச் செய்யக்கூடிய தூயவெளி. 3. சலனமில்லாத இரவு. காற்றின் இயக்கம் குறைந்த அளவாயிருப்பதால், கடத்தலின் மூலமும், கதிர்வீசலின் மூலமும் பூமிக்கருகிலுள்ள காற்றுப் படுகை மிக அதிகமாகக் குளிர்ச்சியடைகிறது. காற்றினியக்கம் காணப்படுமாயின் வெப்பச் சலனம் ஏற்பட்டு, வெவ்வேறு வெப்பநிலையிலுள்ளதும், வேறுபட்ட அடர்த்தியை உடையதுமான காற்றுகளில் கலப்பு உண்டாவதால், வெப்பக் கிரம மாறுகை ஏற்படாமல் தடை செய்யப்படுகிறது. 4. வறண்ட காற்று பூமியினால் வெளியிடப்படும் வெப்பத்தை அதிக அளவில் ஈர்ப்பதில்லை. இவற்றைத் தவிர பனி மூடிய பரப்பு, வெப்பக் கிரம மாறுகைக்கு மிக இன்றியமையாததாக இல்லாவிடினும், அது மேற்சொன்ன நிகழ்ச்சியைக், கோடை, குளிர் ஆகிய இரு பருவக் காலங்களிலுமே, துருவப் பிரதேசங்களில் நிலையாக இருக்கும்படிச் செய்கிறது. இது போலவே பனி மூடப்பட்ட நடு அட்சரேகைப் பிரதேசங்களிலும், குளிர்காலத்தில் இரவு நேரங்களில் வெப்பக் கிரம மாறுகை நிலைத்த தன்மையுடைதாயுள்ளது. பனிப்பரப்பிற்கு வெப்பத்தைப் பிரதிபலிக்கும் தன்மை அதிகம் என்றும், அது எளிதில் வெப்பத்தைக் கடத்தும் தன்மையுடையதென்றும் முன்பே பார்த்தோம். இக்காரணத்தினாலேயே மேற்சொன்ன பனிமூடிய பிரதேசங்கள் பகலில் சிறிய அளவில் வெப்பமடைகிறது. இது, பனிப்படுகையின் கீழுள்ள பூமியிலிருந்து மேல்நோக்கிய வெப்ப இயக்கத்தைத் தடுக்கிறது. இம்மாதிரி மேற்பரப்பில் ஏற்படும் வெப்பக்கதிர் வீசல், கிரம மாறுகைக்கு, நிலையான வெப்பக்கிரம மாறுகை (Static inversion) என்று பெயர்.

வெப்பக் கிரம மாறுகைக்குத் தேவையான நிலைமைகளும், மூடுபனி உண்டாவதற்குத் தேவையான நிலைமைகளும் ஒன்றே.

வெப்பக்கிரம மாறுகையின்போது, வெப்பநிலை அதிகரித்துக் கொண்டே போகும் படுகையில், காற்றானது உறுதியாக உள்ளது. வெப்பக்கிரம மாறுகை, 2 வெப்பச்சலனம், 3 வெவ்வேறு நிலையிலுள்ள காற்றின் கலப்பு ஆகியவை ஏற்படாமல் ஒரு திரைபோல பயன்படுகிறது. நிலையான வெப்பக் கிரம மாறுகைப் படுகையினால் காற்றின் இயக்கம் ஒடுக்கப்படுகிறது. (நகரங்களில், கதிர்வீசல் கிரம மாறுகை ஏற்படும்பொழுது இப்படுகையின் கீழ் புகை படருவதால், அடர்த்தியாகப் புகையைப் போன்ற மூடுபனி குளிர்ந்த பனிகாலத்தில் விடியற்காலையில் காணப்படுகிறது.) வெப்பக்கிரம மாறுகை ஏற்படும் இம் மட்டத்திற்குக் கீழ் கொந்தளிப்புடன் கூடிய கலப்பு ஏற்படுகிறது. இவ்விதம் ஈரக்காற்று மேல் நோக்கி அனுப்பப்படுகிறது. இச் சமயத்தில் காற்றின் ஈரப்பத விழுக்காடு அதிகமாயுள்ளது. இந்நிலை மூடுபனி ஏற்படுவதற்குச் சாதகமாயுள்ளது. (நன்கு தெரியும் வெப்பக் கிரம மாறுகையின் போது இப் படுகையின் கீழ், "படுகைமுகில் அல்லது படுகைத்திரண் முகில்" (Stratus or Strato-cumulus) களைக் கொண்ட ஒரு படுகை ஏற்படுகிறது.)

மேற்சொன்ன (கதிர்வீசல் வெப்பக் கிரம மாறுகை, சலனத்தின் காரணமாகவும் ஏற்படுகிறது. குளிர்ச்சியாகவோ அல்லது வெப்பமாகவோ உள்ள காற்றுத் தொகுதிகள் ஓரிடத்திலிருந்து மற்றோரிடத்திற்குக் கிடையாக இயங்குகின்றன. இவ்வாறு குளிர்ந்த காற்று கீழும், வெப்பமான காற்றுத் தொகுதி மேலுமாக இருக்கும்போது, காற்றின் கிடையான இயக்கம் மேற்பரப்பில் வெப்பக்கிரம மாறுகையை ஏற்படுத்துகிறது. இதற்குச் சலன வெப்பக்கிரம மாறுகை (Dynamic inversion) என்று பெயர். நிலைத்த வெப்பக்கிரம மாறுகை குறிப்பிட்ட இடங்களில்தான் காணப்படுகிறது. ஆனால் சலன வெப்ப மாறுகை அதிகப் பரப்புகளில் ஏற்படுகிறது. இக் காரணத்தினால் சலனவெப்பக் கிரம மாறுகை தட்ப வெப்ப நிலையைப் பொறுத்து முக்கியமாகவுள்ளது. (யூரேசியா, வட அமெரிக்கா இவற்றின் வடபாகத்திலுள்ள தாழ்வான நிலப்பரப்புகளில் குளிர் காலங்களில், குளிர்ந்த காற்றுத் தொகுதிகளின் கிடையான இயக்கத்தால், மேற்பரப்பில் வெப்பக் கிரம மாறுகை ஏற்படுத்தப்படுகிறது.) (சலன வெப்பக் கிரம மாறுகை, கலிஃபோர்னியா கடற்கரையோரமாக நன்கு காணப்படுகிறது.) உயரத்திலுள்ள இடங்களில் வெப்பநிலை உயரத்திற்கேற்பக் குறையும் அளவு, இயல்பாயுள்ளது. (3.3F/1000 அடி). ஆனால் கடற்கரையோரமாக உள்ள இடங்களில், கடலுக்குரிய குளிர்ந்த காற்றுத் தொகுதி, வெப்பநிலையைக் குறைவுபடுத்துகின்றது. இவ்வாறு குளிர்ந்த காற்றுத் தொகுதி இயங்குவதற்குக் காரணம், நீரோட்டங்களின் மூலம், தெற்கு நோக்கிக் கடற்கரையோரமாகச் செல்லும்

மேற்பரப்பு நீரை ஒருபுறமாக ஒதுக்குவதன் பயனுக ஏற்படும் கீழுள்ள குளிர்ந்த காற்று மேல் நோக்கி வருவதேயாகும்.

ஏற்கெனவே கூறியதுபோல் வெப்பக் கிரம மாற்று நிகழ்ச்சி மேடுபள்ளமான பிரதேசங்களிலும், மலைப்பாங்கான இடங்களிலும் நன்கு காணப்படுகிறது. மலைநாடுகளிலும், பள்ளத்தாக்குகளிலும் கதிர்வீசல் வெப்பக் கிரம மாறுகை ஏற்படுவதற்குக் காரணம் அவற்றின் சரிவுகள் குளிர்ச்சி யடைவதும், குளிர்ந்த அடர்த்தி யான காற்று ஈர்ப்புச் சக்தியால் சரிவுகளின் வழியாகக் கீழ் நோக்கிச் செல்லுவதுமாகும். இவ்வாறு மேட்டு நிலத்திலிருந்து குளிர்ந்த காற்றுனது மலைச்சரிவுகளின் மூலம் கீழ்நோக்கி ஈர்க்கப் படுவதால் இக்காற்றுத் தொகுதி, தாழ்வான நிலப்பரப்புகளிலும், பள்ளங்களிலும், பள்ளத்தாக்குகளிலும் ஒன்று திரட்டப்படுகிறது. இதனுல் வெப்பக் கிரம மாறுகை காணப்படுகிறது. உயரங்களில் காணப்படும் வேறுபாட்டினுல் குளிர் காலத்தில் சராசரி வெப்ப நிலை, மலைச்சரிவு அல்லது பீடபூமி ஆகிய இவ்விடங்களிலிருப் பதைவிடக் கீழ் மட்டத்தில் குறைவாக இருக்கலாம். அனுல் உயர மான மட்டங்களிலுள்ள பகுதிகள், குளிர்காற்றை எதிர்ச் சூருவளி நிலைமையின் கீழ் தாழ்ந்த நிலப்பரப்புகளில் வடியச் செய்கிறது. காற்று கீழிறங்கும்போது அதன் மேலுள்ள அழுத்தத்தின் காரண மாக, அது வெப்பமடைந்த போதிலும் குளிர்ந்த காற்றுனது மேட் டிலிருந்து பள்ளத்தை நோக்கி வடிவது தொடர்ந்து நடைபெறு கிறது. ஆனுல் காற்று கதிர்வீசலின் மூலம் அதிக வெப்பத்தை இழப்பதால் அது தொடக்கத்திலேயே குளிர்ச்சியாக உள்ளது. மேலும் மேட்டிலிருந்து பள்ளத்தை நோக்கிச் செல்லும் போக்கில் அதிக வெப்பத்தைக் கதிர்வீசலின் மூலம் இழப்பதால், அது பள்ளத்தாக்கை வந்தடையும் பொழுது மேலுள்ள காற்றைவிட அதிகக் குளிர்ச்சியாகவுள்ளது. குளிர் காலத்தில், எதிர்ச் சூரு வளிக்கான நிலைமை காணும்போது விசும்பு தூய்மையாயிருப்ப தால், மலையுச்சியும், பீடபூமியின் மேற்பகுதியும், பகல் வேளையில் அதிக வெயிற் காய்வைப் பெறுகின்றன. இங்கு இரவு வேளையில், வறண்ட வெப்பமான காற்றுடன்கூட விசும்பும் தூயதாகக் காணப் படுகிறது. இச்சமயத்தில் கீழேயுள்ள பள்ளத்தாக்கில் மூடுபனி தேங்கி நிரம்பியுள்ளது. இதனுல் இங்கு காற்றின் வெப்பநிலை, தண்ணீரின் உறை நிலைக்குக் குறைவாயுள்ளது.

அதிக உயரங்களிலுள்ள நிலப் பகுதிகளைப் போலவே பள்ளத் தாக்குகளில் வெப்பமும், குளிர்ச்சியும், எல்லையை அடைந் துள்ளன. ஆனுல் மலையுச்சியிலோ வெப்ப வியாப்தி மிகக் குறைவு. அதிக உயரங்களிலுள்ள தடைப்படா வளிமண்டலத்

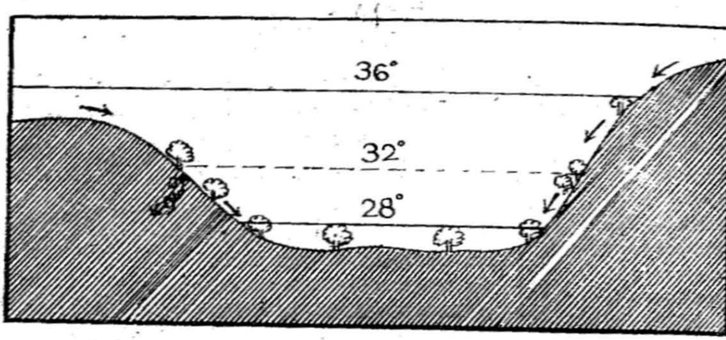
திலும் அன்றாட வெப்ப வியாப்தி மிகக் குறைவு. செங்குத்தான சரிவுகளைக் கொண்ட உயரமான நிலப்பகுதிகளால் சூழப்பட்டுள்ள தாழ்ந்த நிலப் பகுதிகளில் வெப்பக் கிரமமாறுகைகள் அதிகம் என்றாலும், உயரங்களில் மிக்க வேறுபாடில்லாத இடங்களில்கூட, சலனமற்ற இரவுகளில், ஆழமில்லாத வடிகால்களிலும், பள்ளத்தாக்குகளிலும், ஈரமான குளிர்ந்த காற்று நிரம்பியுள்ளது. மேல் மட்டங்களிலிருந்து மாலை வேளையில் கீழிறங்கி வரும்பொழுது மேற்சொன்ன வேறுபாட்டை நன்கு அறியலாம். மேல் மட்டங்களில் காற்று வறண்டும், வெப்பமாயும், பள்ளத்தாக்குகளில் குளிர்ந்தும், ஈரமாயுமுள்ளது. உலகிலேயே, கடல் மட்டத்திற்கருகிலுள்ள பகுதியில் காணப்படும் குறைந்த அளவு வெப்பநிலை, வெர்கொயன்ஸ்க் என்னுமிடத்திலுள்ளது. இது கிழக்குச் சைபீரியாவில் துருவ வட்டப்பிரதேசத்திலுள்ள ஒரு சிற்றூர். இச் சிற்றூரானது ஒரு பீடபூமியில் வெட்டப்பட்டுள்ள செங்குத்தான சரிவுகளைக் கொண்ட பள்ளத்தாக்கின் கீழ்ப் பகுதியில் அமைந்துள்ளது. இங்கு வெப்பநிலை வியப்ாதி அதிகமாயிருப்பதோடு குளிர் காலத்தில் முழு வெப்பநிலை (Absolute temperature), சராசரி வெப்பநிலை ஆகிய இரண்டும் குறைந்த அளவாகக் காணப்படுகின்றன. இங்குக் குறிக்கப்பட்ட குறைந்த அளவு சராசரி வெப்பநிலை —58°F. சில இரவுகளில் காணப்படும் குறைந்த அளவு வெப்பநிலை —90°F. இங்குக் குறிக்கப்பட்ட உண்மையான அதிகமான வெப்பநிலை 94°F. ஆகவே இங்கு வெப்ப வியாப்தி 180°F ஆகவுள்ளது. இவ்விடத்தில் வெப்பநிலை அந்தமாக (Extreme) இருப்பதினால், இது பூமியின் குளிர்ந்த துருவம் என்று தவறாகக் கருதப்படுகிறது. இங்கு நதிக்கரையில் வில்லோ, பர்ச் (Willow, Birch) போன்ற பல மரங்கள் வளருகின்றன. மேலும் காய்கறிகளும் பயிரிடப்படுகின்றன. உண்மையான குளிர்ந்த துருவங்கள் கிரீன்லாந்திலும், அண்டார்ட்டிகாவிலும் அமைந்துள்ளன. இங்குச் சராசரி வெப்பநிலை மிகக் குறைவாயிருப்பதோடல்லாமல் ஆண்டு முழுவதும் வெப்பநிலை உறைநிலைக்கும் கீழ் உள்ளது. வெர்கொயன்ஸ்கில் அம்மாதிரி குறைந்த வெப்பநிலைக்குக் காரணம் வெப்பக் கிரம மாறுகையாகும். சிம்லா, கடல் மட்டத்திற்குமேல் 7,000 அடி உயரத்தில் அமைந்திருப்பதால், அங்குக் குறிக்கப்படும் சராசரி வெப்பநிலை 40°F ஆக இருந்தபோதிலும், அங்குக் கீழ் மட்டங்களில் பனி காணப்படுகிறது.

மேல் மட்டங்களில், வெப்பக் கிரம மாறுகை தடைப்படா வளிமண்டலத்தில் உண்டாகிறது. பெருமளவு காற்றுத் தொகுதிகள் தணிக்கப்பட்டுக் கீழிறங்கும்போது பக்கவாட்டில் பரவுகிறது. கீழிறங்கும்போது, அதன்மேல் அழுத்தம் அதிகரிப்பதால், அக்காற்

ருனது வெப்பமடைகிறது. இவ்விதம் வெப்பமான காற்றுப்படுகை ஒன்று ஏற்படுகிறது. இதன் கீழுள்ள காற்றுப்படுகையில் அழுத்த மாற்றம் ஏதும் ஏற்படாததால், அது பாதிக்கப்படுவதில்லை. இதன் பயனாகக் கீழே குளிர்ந்த காற்றுப் படுகையும், அதற்கு மேல் வெப்பமான காற்றும் காணப்படுவதால், இங்கு வெப்பக் கிரம மாற்றம் ஏற்பட்டுள்ளது. இம்மாதிரி நிலை, காற்றின் உறுதித் தன்மையைக் காட்டுகிறது. அதாவது, காற்றில் மேல் நோக்கிய இயக்கங்களோ, அல்லது தலைகீழ் மாற்றங்களோ காணப்படுவதில்லை. நிலையான வெப்பக் கிரம மாறுகையினால் மேலெழும்பும் காற்றுத் தொகுதி எதிர்க்கப்படுகிறது. மேலும், கொந்தளிப்புடன் கூடிய காற்றுக் கலப்பினால், அது மேல் நோக்கி எடுத்துச் செல்லப் படுகிறது. மேலும் வெப்பநிலையில் ஏற்படும் குறைவு துரிதமாக நடைபெறுவதால், வெப்பக் கிரம மாறுகையின்போது, காற்றின் ஈரப்பத சதவிகிதம் அதிகமாயுள்ளது. இவ்வாறு மேல் காற்றின் ஏற்படும் வெப்பக் கிரம மாறுகையின்போது, எதிர்ச் சூறாவளி நிலைமை உண்டாவதால், சில நேரங்களில் வறட்சி நிலவுகிறது. இந்நிலை குளிர்காலத்தில் நடு அட்சரேகையிலுள்ள கண்டப் பகுதிகளில் காணப்படுகிறது.

வெப்பக் கிரம மாறுகையின் பயன்கள் (Effects of inversion)

வெப்பக் கிரம மாறுகை நிகழ்ச்சி, உயிர் வாழ்க்கைக்குத் தேவையான தட்பவெப்ப நிலைக்கு முக்கியமாக உள்ளது. மேற் சொன்ன நிகழ்ச்சியில் சில சிறப்பான நிலைமைகளைக் குறித்து அவற்றை முக்கியமாகக் கருத வேண்டியுள்ளது. மூடுபனி ஏற்படுவதற்கு வெப்பக் கிரம மாறுகையின்போது காணப்படும் நிலைமை சாதகமாக இருப்பதால், அது தாவர வளர்ச்சியையும், பயிர்த் தொழிலையும் பாதிக்கிறது. பள்ளத்தாக்கின் கீழ்ப்பகுதியில் இது நன்கு காணப்படுகிறது. ஏனெனில் பள்ளத்தாக்கிலுள்ள மரங்களெல்லாம் உறைபனியினால் அரிக்கப்பட்டும், கீழ்ப்பாகத்திலுள்ள கிளைகள் சிறிதளவு பாதிக்கப்பட்டும், மேலே உள்ள கிளைகள் பனியினின்று விடுபட்டும் காணப்படுகின்றன. அதிக உயரங்களிலுள்ள மேட்டு நிலங்களில் வளரும் மரங்கள் உறைபனியின் கிரியைகளிலிருந்து அறவே விடுபட்டுள்ளன. (படம் 2—14). குளிர்காலத்திலும், வசந்தகாலத்திலும் ஏற்படும் வெப்பக் கிரம மாறுகை நிகழ்ச்சி, பழவகைகளைப் பயிரிடுபவர்களுக்கு மிகவும் முக்கியமாயுள்ளது. கலிஃபோர்னியாவில் பழங்களைப் பயிரிடுபவர்கள் இந்த நிலைமையை நன்றாக அறிந்துகொண்ட பின்பே, ஆரஞ்சுபோன்ற பழத்தோட்டங்களை மேற்சரிவுகளில் அமைக்கிறார்கள். ஏனெனில் இப் பழமரங்கள் பனியைத் தாங்கமாட்டா.



(படம் 2—14) வெப்பக் கிரம மாறுகை

கீழ்ச் சரிவுகளில் சிறிதளவு உறைபனியைத் தாங்கக்கூடிய இலையுதிர் பழமரங்கள் பயிரிடப்படுகின்றன. பிரேஸில் காப்பித் தோட்டங்கள், பனியைத் தவிர்ப்பதின் பொருட்டுப் பள்ளத்தாக்குகளை விட்டுப் பீடபூமிப் பகுதிகளில் காணப்படுகின்றன. தென் கிழக்கு இங்கிலாந்தின் நிலமட்டம் அதிக ஏற்றத்தாழ்வு இல்லாத இயற்கைத் தோற்றத்தைக் கொண்டதாக இருந்தபோதிலும், இங்கு வெப்பக்கிரம மாறுகை ஏற்படுகிறது. இங்கு மேட்டு நிலங்களுக்கும் தாழ்ந்த பிரதேசங்களுக்கும் உயரத்தில் அதிக வேறுபாடு இல்லாவிடினும், இந்த இரண்டு இடங்களிலும் பயிர்த் தொழிலைப் பொறுத்தவரை வெப்பக் கிரம மாறுகை மிகவும் முக்கியமாயுள்ளது. பெரும்பான்மை நகரங்கள், சில நன்மைகளை முன்னிட்டுப் பள்ளத்தாக்குகளில் அமைக்கப்பட்டுள்ளன என்று தெரிகிறது. இங்கு இரவில் காற்று ஈரமாயும், குளிர்ச்சியாயும், பனிமூட்டமாகவும் உள்ளது. ஆனல் அதற்கடுத்துள்ள 200 அல்லது 300 அடி உயரம் மட்டுமேயுள்ள மேட்டு நிலங்களில் கூடக் காற்று வறண்டும், வெப்பமாயும் உள்ளது. லண்டன் மாநகரத்தின் பெயர்போன கரும்பனிக்கு, ஆலைகளின் புகையே காரணமாயுள்ளது. புகையின் கருநிறம், பனியின் வெண்நிறத்தை நீக்கிக் கறுப்பாக மாற்றி விடுகிறது.

மேற்சொன்ன வெப்பக்கிரம மாறுகைப் படுகை உயரமான மட்டத்தில் இருந்தால், அன்றாட வெப்பநிலை வியாப்தி குறைவாயும், குறைந்த மட்டங்களிலிருந்தால் வியாப்தி அதிகமாயும் இருக்கும். வெப்பக்கிரம மாறுகைப் படுகையின் உயரம் அதிகம் ஆக ஆக, வெப்பப்படுத்தப்பட வேண்டிய கீழுள்ள படுகையின் கனமும் அதிகரித்துக்கொண்டே போகும். இதனுல்தான் வெப்பநிலை வியாப்தி குறைவாயுள்ளது. தீவிரமற்ற வெப்பக்கிரம மாறுகை, காற்றின் வெப்பக் கலப்பினுலும், வெப்பத்தினுலும் எளிதாக

மறைந்துவிடுகிறது. அதிக வெப்பக் கிரமமாறுகை நீண்ட நேரத்திற்கு நீடிக்கிறது. காற்றின் வெப்பநிலை மேலே செல்லச் செல்லக் குறைவதற்குக் காரணம், வளிமண்டலத்திலுள்ள காற்றானது கீழிருந்து வெப்பமடைவது மட்டுமல்லாமல் மேலே செல்லச் செல்ல அதன் அழுத்தம் குறைவதுமாகும்.

வெப்பம் புகா மாறுகைகள்
(Adiabatic Changes)

பாயிலின் விதிப்படி (Boyle's law) காற்று மேலே செல்லுகையில், அதன் அழுத்தம் குறைவதன்பயனாக அது விரிவடைகிறது. ஒரு பொருள் விரிவடைவதற்கு வெப்பம் தேவை. இவ்வெப்பம் வெளியிலிருந்து கிடைக்கவில்லையானால், அது குளிர்ச்சியடைகிறது. இவ்வாறே, மேலிருந்து கீழிறங்கும் காற்றுத் தொகுதியானது அழுத்தப்படுவதால், அதன் அழுத்தம் அதிகரித்து வெம்மையடைகிறது. இம்மாதிரி மாற்றங்களில் வெளி ஆதாரத்திலிருந்தோ, அல்லது சொல்லப்பட்ட காற்றுத் தொகுதியிலிருந்தோ, ஒன்றிலிருந்து மற்றொன்றுக்கு வெப்ப மாற்றங்கள் ஏற்படுவதில்லை என்பதும், இம் மாற்றங்களுக்குக் காரணம், மேலே செல்லும் அல்லது கீழிறங்கும் காற்றுத் தொகுதியின் மேல் உள்ள அழுத்தத்தில் ஏற்படும் வேறுபாடேயாகும் என்பதும் கவனிக்கத் தக்கது. இம்மாதிரி மாற்றங்களை 'வெப்பம் மாறா அல்லது வெப்பம் புகா மாறுதல்கள்' (Adiabatic changes) என்று கூறுகின்றனர். மேலே செல்லும் காற்று ஒவ்வொரு 1,000 அடி உயர்வுக்கும் 5·5°F வீதம் குறைகிறது என்று கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. கீழிறங்கும் காற்றின் வெப்பமும், மேற்சொன்னவாறே அதாவது ஒவ்வொரு 1,000 அடி இறக்கத்துக்கும் 5·5°F வீதம் அதிகரிக்கிறது. இது வறண்ட காற்றின் அடியபாடிக் வீதமாகும். காற்று குளிர்ச்சியடைவதோ, வெப்பமடைவதோ சலனத்தின் காரணமாக அதன் அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாறுதல்களினால் உண்டாகின்றதேயன்றி, வெப்பக் கடத்தலினாலோ, வெப்பக் கதிர்வீசலினாலோ ஏற்படும் வெப்ப மாற்றத்தினால் அல்ல.

ஈரமான காற்றுத் தொகுதி மேலே செல்லும்போது, அதன் மேலுள்ள அழுத்தம் குறைவதால் அதிக அளவில் ஈரம் நிரம்பியுள்ளதாக இருக்கிறது. இக்காற்று இன்னும் அதிக உயரங்களுக்குச் செல்லுமானால், அங்கு நீராவியானது திரவமாகிறது. இவ்வாறு திரவமாக்கப்படும் நிலை ஏற்படும் வரை, மேற்சொல்லப்பட்ட காற்றுத் தொகுதியானது, ஒவ்வொரு 1,000 அடி உயர்விற்கும் 5·5°F வீதம் குளிர்ச்சியடைந்திருக்கும். நீராவியானது திரவமாக்கப்பட்டபின், மேலே செல்லும் காற்று குளிர்ச்சி

யடைவது தடை செய்யப்படுகிறது. அதாவது, மெதுவாக நடைபெறுகிறது. ஏனெனில், நீரை ஆவியாக மாற்றுவதற்கு வெப்பம் தேவைப்படுகிறது. இதைத்தான் 'ஆவியாதலின் உள்ளுறை வெப்பம்' (Latent heat of Vapourisation) என்று சொல்லுகிருர்கள். இதுபோலவே, திரவமாதலின்போது வெப்பம் வெளிவிடப்படுகிறது. இது "திரவமாதலின் உள்ளுறை வெப்பம்" (Latent heat of Condensation) என்று சொல்லப்படுகிறது. இவ் வெப்பமானது அடியபாடிக் வீதத்தைத் தடை செய்கிறது. இதற்கு 'ஈர அடியபாடிக் வீதம்' என்று பெயர். இதன் வீதம் சராசரி ஒவ்வொரு 1,000 அடி உயர்விற்கும் 3·3°—3·6°F என்று கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. ஆனுல் இந்த ஈர அடியபாடிக் வீதமானது அவ்வளவு நிலையாக இருப்பதில்லை. மேற்சொன்ன ஈர அடியபாடிக் வீதம் காற்றின் வெப்பநிலை, அதன் அழுத்தம், அதிலுள்ள ஈரம் ஆகிய இவற்றைப் பொறுத்துள்ளது. மேலே செல்லும் காற்றில் உள்ள நீராவி முழுவதும் திரவமாக்கப்பட்டு வெளிப்படுத்தப்பட்டால், அப்போது காற்று குளிர்ச்சியடையும் வீதத்திற்கு "ஸீடோ அடையபாடிக் வீதம்" (Pseudo Adiabatic Rate) என்று பெயர். கீழிறங்கும் காற்ருனது அழுத்தப்படுவதன் பயனுக வெப்பமடைவதால், இதில் திரவமாதல் ஏற்படுவதில்லை. ஆனுல், இக் காற்றே ஈர்மாயிருக்குமாயின் கீழிறங்கும்போது, வெப்பத்தினுல் ஆவியாக மாற்றப்படுகிறது. இந்த ஆவியாகும் போக்கினுல் கீழிறங்கும் போது வெப்பமடைவது தடைசெய்யப்படுகிறது. பூரிக்கும் (Saturation) நிலைமை போதுமான நீராவிப் போக்கின் மூலம் அனுபாவிக்கப்பட்டால், வெப்பமடையும் வீதத்துக்குச் சமமாயிருக்கும். காற்றில் ஈரமேயில்லாமலிருந்தால், அதன் வெப்ப மடையும் வீதம் வறண்ட அடையபாடிக் வீதத்திற்குச் சமமாயுள்ளது.

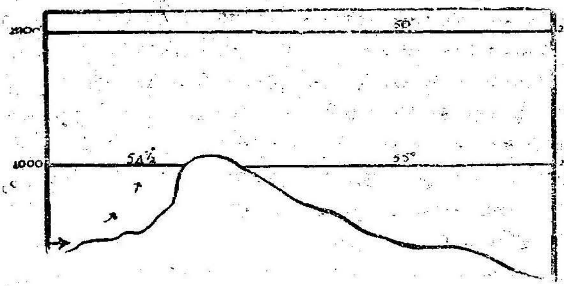
மேற்சொன்ன வெப்பம் புகாமாறுதல்கள் இயற்கையில் காணப்படுகின்றனவா என்று தெரிந்துகொள்வது அவசியம். மேலே செல்லும் ஒரு காற்றுத் தொகுதியில் வெளிப் பரப்பு மட்டும் கதிர் வீசலினுலும், சுற்றியுள்ள காற்றுடன் கலந்திருப்பதாலும், மற்றும் சில அம்சங்களினுலும், ஓரளவு பாதிக்கப்படுகிறதே தவிர, உட்பகுதிகள் பாதிக்கப்படுவதில்லை. இதற்குக் காரணம் காற்று ஓர் அரிதில் கடத்தியாயும், அதன் ஈர்ப்புத்தன்மை அதிகமில்லாமலும் இருப்பதாகும். ஆகவே, காற்றின் வெப்பநிலையில் காணப்படும் மேற்சொன்ன மாறுதல்கள் முற்றிலும் சலனத்தின் காரணமாக அழுத்தத்தில் உண்டாகும் வேறுபாட்டினுல் ஏற்படும் வெப்பம் புகா மாறுதல்களாயுள்ளன. வளிமண்டலத்தின் இயல்பைப் பற்றிப் படிக்கும்போதும் மேற்சொன்ன மாறுதல்கள் அவ்வாறேதான் பாவிக்கப்படுகின்றன. அடியபாடிக் வீதம் உயரத்திற்குத் தக்கவாறு மாறுபடுகிறது.

லேப்ஸ் வீதங்களும் காற்றின் நிலையற்ற தன்மையும்
Lapse rates & Instability of the Air

வளிமண்டல நூலில் நிலைபேறு என்ற வார்த்தை சமநிலையைக் குறிக்கிறது. இது காற்றினுடைய நிலைபேறு அல்லது சமநிலையைக் காட்டுகிறது. லேப்ஸ் வீதங்கள், உயரே செல்லச் செல்லக் காற்றின் வெப்பநிலையில் ஏற்படும் வீழ்ச்சி காற்றின் நிலையாக உள்ள தன்மையையும், காற்றின்; மேல், கீழ் அசைவுகளையும் பாதிக்கின்றது.

உறுதிச் சமநிலை
Stable equilibrium

காற்று, செங்குத்தான இயக்கங்களை எப்போது தடைசெய்யக் கூடியதாக உள்ளதோ, அப்போது அது உறுதிச் சமநிலையில்



படம் (2—15a) உறுதிச் சமநிலை

இருப்பதாகக் கூறப்படுகிறது. (படம் 2—15a) பூமியின் மேற்பரப்பின்மீது நிலைத்திருக்கும் காற்று, வறண்டும், குளிர்ந்தும், அதற்கு மேலுள்ள காற்றைவிட அதிக அடர்த்தியுள்ளதாயுமிருந்தால், மேற்சொன்ன உறுதிச் சமநிலை காணப்படுகிறது. ஏற்கெனவே சொல்லியபடி இந் நிலையில் செங்குத்தான இயக்கமேதும் இல்லாமலிருப்பதால், இக் காற்றை மேலே கிளப்புவதற்கு மிகுதியான சக்தி செலுத்தப்பட வேண்டியிருப்பதாலும், காற்றின் கனம் அதிகமாக இருப்பதாலும், அது பூமியின் மேற்பரப்பில் நிலைத்திருக்கும் தன்மையதாய் இருக்கிறது. இக்காற்றுத் தொகுதியானது ஏதாவதொரு சக்தியினால் மேலே கிளப்பப்பட்டால், அப்பொழுது வெப்ப மாற்றம் ஏற்படாமல், அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாறுதலினால் குளிர்ச்சியடைகிறது. இந்த வெப்பக் குறைவு ஒவ்வொரு 1,000 அடி உயர்விற்கும் 5·5°F வீதம் ஏற்படுகிறது.

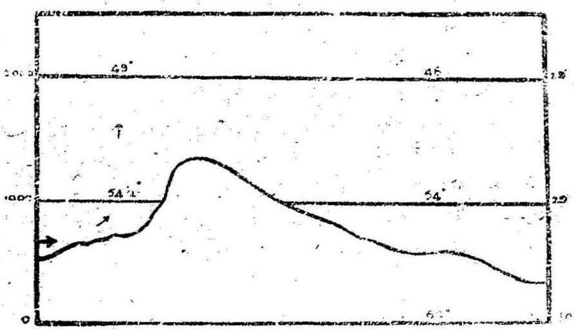
இவ்வாறு குளிர்ந்துகொண்டே போகும்போது, அதிக உயரங்களில் மேற்சொல்லப்பட்ட காற்றுத் தொகுதியானது தரையின் மேலிருந்ததைவிட அதிகமாகக் குளிர்ந்துவிடும். ஆனால் மேற்சொல்லப்பட்ட காற்றுத் தொகுதியைக் கிளப்பிய சக்தியை நீக்கிவிட்டால், காற்று திரும்பவும் பூமியை வந்தடைவது இயல்பே. இந்நிலையில் காற்றானது தன் சுயநிலையை அடைவதற்கு முயற்சி செய்கிறது. எனவே, இந்த நிலைமையைத்தான் உறுதிச் சமநிலை என்று சொல்லுகிறார்கள், வெப்பநிலையில் கிரமமாற்றம் ஏற்படும் பொழுது, காற்றின் நிலைபேற்றைக் குறிக்கிறது.

அபூரிதக் காற்றின் (Unsaturated air) லேப்ஸ் வீதம், அடியபாடிக் வீதத்தைவிடக் குறைவாயிருப்பதால், இக் காற்று நிலையானது என்று சொல்லப்படுகிறது. இக் காற்று வெளிச் சக்தியினால் மேலே கிளப்பப்பட்டாலும்கூட, அது தன்னிடத்தில் நிலையாக உள்ளது. இன்றேல் தன் சுயநிலைக்குத் திரும்பிவிடும் தன்மையது. இம்மாதிரி, காற்று உறுதிச் சமநிலையிலிருக்கையில், வெப்பச் சலனம் ஏற்படுவதில்லை. இதன் பயனாக மழைப்பொழிவும் அநவே உண்டாவதில்லை. ஆனால் குளிர்ந்தும், வறண்டும் உள்ளது. காற்றின் மூலம் வெப்பக்கதிர் வீசல் நடைபெறுவதன் காரணத்தினால், திரவமாதல், பனி, உறைபனி, மூடுபனி முதலிய வடிவங்களில் ஏற்படுகின்றது.

உறுதியில்லாச் சமநிலை
(Unstable equilibrium)

காற்று, அதன் செங்குத்தான இயக்கத்தைத் தவிர்க்க முடியாதபோது அது உறுதியில்லாச் சமநிலையில் இருப்பதாகக் கூறப்படுகிறது (படம் 2—15b). அது ஏதாவதொரு சக்தியினாலோ, அல்லது தானாகவோ மேலே கிளப்பப்பட்டால் அதன்மேல் நோக்கிய இயக்கம் வரையறையில்லாமல் தொடர்ந்து காணப்படுகிறது. இம்மாதிரி உறுதியில்லாச் சமநிலை, வெப்பமான பூமியின் மேல் காணப்படும் காற்றுப் படுகையில் ஏற்படுகிறது. ஏனெனில், பூமியின் வெப்பத்தால் அதன் மேலுள்ள காற்று, பூமியின் வெப்பக் கதிர்வீசலின் மூலம் வெப்பமடைவதால் விரிவடைந்து, லேசாகி, மேலே கிளம்புகிறது. இந்த வெப்பமான காற்றுத் தொகுதியைச் சூழ்ந்துள்ள காற்று இதைவிட அதிக அடர்த்தியாயும் குளிர்ச்சியாயும் இருப்பதால், இது பூமியை நோக்கித் தள்ளப்படுவதுடன் மேற்சொன்ன வெப்பமான காற்றுத் தொகுதியை மேலே கிளப்புகிறது. இவ்வாறான மேல் நோக்கிய இயக்கம் குறிப்பிட்ட உயரத்தில் காற்றின் வெப்பநிலையும், அதைச் சூழ்ந்துள்ள காற்றின் வெப்பநிலையும் சமமாகும் வரை தொடர்ந்து நடைபெறு

கிறது. இந்தப் போக்கிற்கு நேரம் பிடிக்கிறது. ஏனெனில், திரவமாதல், சுற்றியுள்ள காற்றின் லேப்ஸ் வீதத்தைவிடக் குறைவாயுள்ள அடியபாடிக் வீதத்தைத் தடை செய்கிறது. வறண்ட அடியபாடிக் வீதத்தைக் காட்டிலும் லேப்ஸ் வீதம் அதிகமாயிருக்கும் போதும், காற்று உறுதியில்லாச் சமநிலையில் உள்ளதாகச் சொல்லப்படுகிறது. இந்நிலை வெப்பச் சலனத்திற்கு ஏற்றதாயுள்ளது. இக்காற்றில் திரவமாதல் ஏற்படுமேயாயின், அதன் உறுதியில்லாச் சமநிலை மேலும் அதிகமாகக் குறிக்கப்படுகிறது. ஏனெனில் இச்சமயத்தில் அடியபாடிக் வீதம் தடை செய்யப்படுவதோடல்லாமல், தடைப்படாக் காற்றின் லேப்ஸ் வீதத்துக்கும், மேலே செல்லும் காற்றின் லேப்ஸ் வீதத்துக்கும் ஏற்றத்தாழ்வு அதிகம்



படம் (2 – 15 b) உறுதியில்லாச் சமநிலை

காணப்படுகிறது. உறுதியில்லாச் சமநிலையின்போது ஏற்படும் வெப்பச் சலனத்தின் பயனாக மழைப்பொழிவு அதிகம் உண்டாகிறது. இந்த உறுதியற்ற நிலைமை அதிகரித்தால் மின்னல், இடி, கல்மாரி, புயல் தன்மையையுடைய தரைக் காற்றுகள் முதலியவை ஏற்படுகின்றன. காற்றின் நிலைத்ததன்மை, காற்றிலுள்ள ஈரத்தின் அளவைப் பொறுத்துள்ளபடியால், திரவமாதலின்போது வெளிவிடப்படும் அதிக அளவு வெப்பத்தினால், மேல்நோக்கிச் செல்லும் காற்றுத் தொகுதி, நிபந்தனைக்குட்பட்ட உறுதியில்லாத் தன்மையைப் பெறுகிறது. (1) மேலே செல்லும் தடைப்படாக் காற்றின் லேப்ஸ் வீதம், ஈர அடியபாடிக் வீதத்தைக் காட்டிலும் குறைவாயிருந்தால் அது உறுதிச் சமநிலையிலுள்ளது. லேப்ஸ் வீதமானது, மேற்சொன்ன ஈர அடியபாடிக் வீதத்தைக் காட்டிலும் அதிகமாயிருந்தால், காற்று உறுதியில்லா நிலைமையிலிருக்கும். லேப்ஸ் வீதமானது ஈர அடியபாடிக் வீதத்திற்குச் சமமாயிருந்தால் காற்று மேலேயும் போகாமல், கீழேயும் இறங்காமல் நடுநிலைச் சமநிலையில் காணப்படும் (Neutral equilibrium).

இயன்ற அல்லது தகுந்த வெப்பநிலை (Potential Temperature)

சரியான வெப்பநிலையைத் திட்டப்படுத்தப்பட்டுள்ள அழுத்தத்திற்கும் குறைந்துள்ள எண்ணைத்தான் தகுந்த வெப்பநிலை என்று சொல்லுகிறோம். காற்று மேலே செல்லும் பொழுது அழுத்தக் குறைவினால் விரிவடைவதால் அதன் வெப்பநிலை குறைகிறதென்றும், கீழிறங்கும் போது அதன் மேலுள்ள அழுத்தம் அதிகரிப்பதால் அது சுருங்குவதுடன் அதன் வெப்பநிலை அதிகரிக்கிறதென்றும் ஏற்கெனவே பார்த்தோம். இவ்வாறு மேல்நோக்கி இயங்கும் காற்றானது பூமியின் மேற்பரப்பிலிருந்து கிளம்பும்போது இருந்த அழுத்தத்தை அடைந்தால், தான் ஏற்கெனவே இருந்த வெப்பநிலையைத் திரும்பப் பெற இயலும். ஆனால் இக்காற்றானது பூரிப்பாகி விட்டால் இன்னும் அதிக உயரங்களில் திரவமாதல் நிச்சயம். இதன் பின்னர் குளிர்ச்சியடைதல் மெதுவாக நடைபெறுகிறது. அதாவது இந்த வெப்பநிலைக் குறைவு, ஈர அடியபாடிக் வீதத்திற்குச் சமமாயுள்ளது. மேற்சொன்ன காற்றுத் தொகுதி, திரவமான பின்பு பூமியை நோக்கிக் கீழிறங்குகிறது. இந்நிலையில் வெப்பம் அடையும் வீதம் வறண்ட அடியபாடிக் வீதத்திற்குச் சமமாயுள்ளது. இப்பொழுது இக்காற்றின் வெப்பநிலை முன்னைய அழுத்தத்தின் போதிருந்ததைவிட அதிகமாயுள்ளது. ஆகவே, இவ்வியன்ற வெப்பநிலை, வெப்பம் புகா மாறுதல்களின் பயனாக ஏற்படும் திரவமாதலின் காரணமாக அதிகரிக்கிறது.

வளிமண்டலத்தின் படுகைகள் (Layers of Atmosphere)

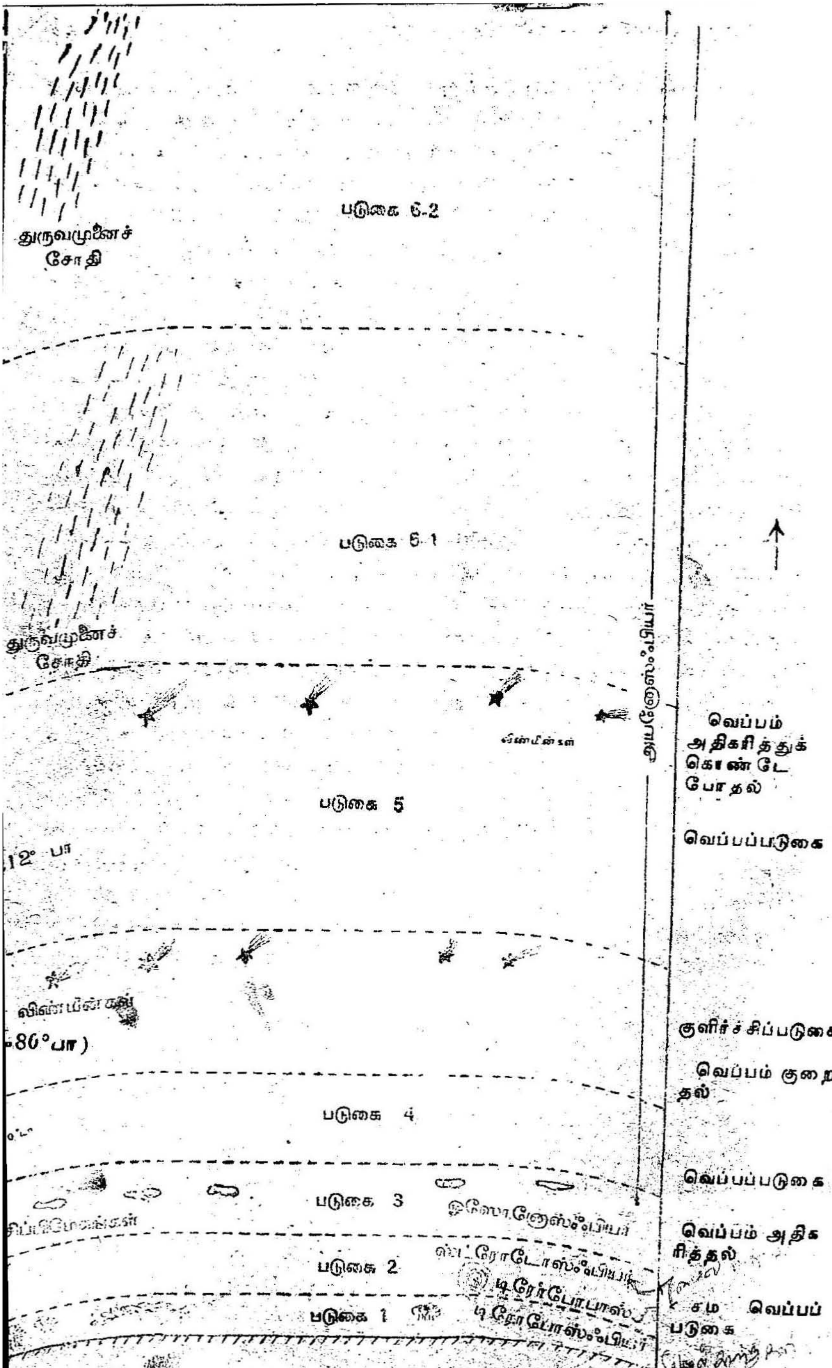
வளிமண்டலத்திலுள்ள காற்றின் வெப்பம் ஒரு குறிப்பிட்ட உயரம்வரை மேலே செல்லச் செல்லக் குறைகிறதென்றும், வளிமண்டலமானது பல படுகைகளால் ஆன ஒரு சிக்கலான அமைப்பைக் கொண்டது என்றும் முன் பகுதியில் பார்த்தோம். இவ்வளிமண்டலத்தின் படுகைகளைச் சில முக்கியமான கருவிகளைக் கொண்டு ஆராய்ந்ததன் பயனாக அவற்றின் பண்புகள் வேறுபட்டுள்ளன என்பது தெரியவந்துள்ளது. வளிமண்டலத்திலுள்ள மேல் காற்றின் நிலைமைக்கும், பூமியின் மேற்பரப்பில் ஏற்படும் நிகழ்ச்சிகளுக்குமுள்ள தொடர்பு, சமீபகாலத்தில் தான் நிறுவப்பட்டுள்ளது. இவ்வின்றியமையாமையைக் கருதி வளிமண்டலத்தின் அமைப்பை அறியவேண்டியது மிக அவசியமாகிறது.

பலூன்கள், மற்றும் தேவையான கருவிகளைக்கொண்டு செல்லும் வானவூர்தி ஆகிய இவைகளின் உதவியால் 15 மைல்

வரை வியாபித்துள்ள காற்று விஞ்ஞான முறையில் ஆராய்ச்சி செய்யப்பட்டது. ஆனால் இன்றோ, ராக்கட்டுகளின் உதவியாலும், வானொலி அலைகள், வடமீன் ஒளி, விண்வீழ்கொள்ளி ஆகிய இவைகளைப் பற்றிப் படிப்பதன் மூலம் கிடைக்கும் செய்திகளிலிருந்தும் மேற்காற்றைப்பற்றி அதிகமாக அறியப்பட்டுள்ளது என்பதை அறிகிறோம். மேற்சொன்ன செய்திகளைக் கொண்டு குறைந்தபட்சம் கடல்மட்டத்திலிருந்து 100 மைல் வரையாவது வளிமண்டலத்தின் அமைப்பைக் குறிக்கமுடியும். வளிமண்டலமானது 800 மைல் வரை மிக்வும் விரிவான வடிவத்தில் வியாபித்துள்ளதென்று நம்பப்படுகிறது. மேலும் வளிமண்டலத்தின் சொற்ப அடையாளங்கள் (Traces of Atmosphere) அதிக உயரம் வரை காணப்படுகிறதென்று சொல்லுகிறார்கள். மேலும் கோள்களுக்கு நடுவே காணப்படும் இடைவெளி (Interplanetary space) ஒரு வெட்ட வெளியாக இல்லையென்று இப்பொழுது நம்பப்படுகிறது. புதுப்புதுக்க ருவிகளைப் பயன்படுத்தித் தகுந்த உபகரணங்களுடன் கூடிய பூமியின் துணைக்கோள்களை (Earth's satellites) வான்நோக்கி அனுப்புவதின் மூலம் புதிய எடுகோள்கள் கிடைக்கப் பெற்று, மேல் வளிமண்டலத்தைப் பற்றியது மட்டுமல்லாமல், முன்னால் சொல்லப்பட்ட கோள்களின் இடைவெளியைப் பற்றிய செய்தியும் கிடைக்கிறது. உயரே செல்லச்செல்ல அழுத்தம் குறைவது தெரிகிறது. இந்த அழுத்தக் குறைவானது வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப்படுகைகளில் வேகமாக நடைபெறுகிறது. இங்கு அதன் அடர்த்தி அதிகமாயுள்ளது. அடர்த்திக் குறைவாயுள்ள மேல் படுகைகளில், மேற்சொன்ன அழுத்தக் குறைவு மிகவும் மெதுவாக நடைபெறுகிறது. உயரம் அதிகரிக்கும்பொழுது காற்றின் அழுத்தமும், அடர்த்தியும் குறைகிறது. ஆனால் அப்பொழுது வெப்ப நிலையில் ஏற்படும் மாறுதல் முற்றிலும் வேறுபட்டுக் காணப்படுகிறது. இதிலிருந்து நாமறிவது, வளிமண்டலத்தைப் பல படுகைகளாக ஒரே மையமுள்ள பல அடுக்குகளாகப் பிரிக்கலாமென்பதாகும். இம்மாதிரி கிடையாக உள்ள படுகைகள், முக்கியமாக நான்கு அல்லது ஐந்து உள்ளதாக அறியப்பட்டிருக்கிறது. இந்தப் படுகைகளுக்குக் கோளங்கள் என்று பெயர். பின்வரும் படம் (2—16) இங்குக் குறிப்பிடப்பட்ட முக்கியமான படுகைகளைக் காட்டுகிறது.

வாயுமண்டலத்தின் அடிப்பகுதி டிரோபோஸ்ஃபியர் (Troposphere)

இது வளிமண்டலத்திலுள்ள எல்லாப் படுகைகளுக்கும் கீழுள்ள படுகையாகும். இது பூமிக்கும் ஸ்டிராடோஸ்ஃபியர் என்னும் அடுக்கிற்கும் நடுவிலுள்ள பிரதேசமாகும். இப் பிரதேசத்தில் பூமியின் மேற்பரப்பிலிருந்து மேலே செல்லச்செல்லக்



படம் (இ—18) (வளிமண்டலத்தின் படுகைகள்)

காற்றின் வெப்பநிலை குறைகிறது. சுருங்கக் கூறின் இந்த அடுக்கு வளிமண்டலத்தின் மொத்த எடையில் 75 சதவிகிதத்திற்குப் பொறுப்பாயுள்ளது. மேலும், வளிமண்டலத்திலுள்ள ஈரம், தூசி ஆகியவற்றின் பெரும்பகுதி டிரோபோஸ்ஃபியர் அடுக்கில்தான் காணப்படுகிறது. இந்த அடுக்கின் உயரம் ஒரே மாதிரியில்லாமல் இடத்திற்கிடம், காலத்திற்குக் காலம் மாறுபடுகிறது. துருவங்களில் இது 5 மைல் வரையிலும், பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்தில் 10 மைல் வரையிலும் பரவியுள்ளது. ஆனால், எல்லா அட்சரேகைகளிலும் இந்த அடுக்கின் சராசரி உயரம் 7 மைல்களாகும். குளிர்காலத்தைவிடக் கோடைக்காலத்தில் அதிக உயரத்தில் காணப்படுகிறது. மேற்பரப்பிற்கருகில் வெப்பநிலையினாலும், அழுத்தத்தினாலும் பாதிக்கப்படுவதால், டிரோபோஸ்ஃபியரின் உயரம் இடத்திற்கிடம் அதிக அளவில் மாறுபடுகிறது. வெப்ப நிலையும், அழுத்தமும் அதிகமாகும் பொழுது இதன் உயரமும் அதிகரிக்கிறது. மேலும் முன்பே சொல்லியபடி உயரம் அதிகரிக்க அதிகரிக்க, காற்றின் வெப்பநிலை குறைந்துகொண்டே வருகிறது. குளிர்ந்த வானிலை நிலவும்போது, மேற்பரப்பில் குளிர்ந்தகாற்றுப் படுகை ஒன்று காணப்படலாம். டிரோபோஸ்ஃபியரில் சராசரி வெப்பக் குறைவின் அளவு, முன்பகுதிகளில் சொன்ன விகிதத்தில் உள்ளது. 'டிரோபோ' என்னும் வார்த்தைக்குக் காற்றுத் திருப்பம் அல்லது தலைகீழாதல் என்பது பொருள். இம்மாதிரி காற்றுத் திருப்பம் இந்த டிரோபோஸ்ஃபியரில் அடிக்கடி நடைபெறுகிறது. இங்கேதான் சுழல் காற்றுகளும் கொந்தளிப்புகளும் மேலும் கீழுமாக இயங்குகின்றன. வானவூர்தியில் பறந்து சென்று கொண்டிருக்கும்பொழுது ஏற்படும் திடீர் குலுக்கத்திற்கும் (Bumpiness) காற்று வீச்சுக்கும் காரணம் வேகமானதும், நிலையற்றதுமான காற்றுத் தொகுதிகளின் செங்குத்தான அசைவுகளேயாகும். இவை அதிக காலத்திற்கு நீடிப்பதில்லை. இவைகளைத் தவிர, பெரிய புயற்காற்றுகள் பல நாட்கள் நீடிக்கின்றன. மேல் காற்றுகளின் வேகம் டிரோபோஸ்ஃபியரில் அதிகமாக உள்ளது.

(1) டிரோபோஸ்ஃபியருக்கு மேல் எல்லை டிரோபோபாஸ் (Tropopause) என்று சொல்லப்படும். இந்த அடுக்கு மெல்லியதாகவும், சமநிலையில்லாத படுகையாகவும் உள்ளது. அது மேலேயுள்ள ஸ்டிராட்டோஸ்ஃபியருக்கும் கீழேயுள்ள டிரோபோஸ்ஃபியருக்கும் இடையேயுள்ள கடப்புப் பிரதேசம் (Transit zone). (2) மேகங்கள், ஈரம், தூசிப் பகுதிகள் ஆகிய இவைகள், டிரோபோபாஸைத் தாண்டிக் காணப்படுவதில்லை. (3) இதன் கனம் மிகவும் குறைவு. இருப்பினும் வானிலை சம்பந்தப்பட்ட எல்லா நிகழ்ச்சிகளும் இங்கேதான் நடைபெறுவதாக நம்பப்படுவதால், இந்தப் படுகை முக்கிய

மானதாகக் கருதப்படுகிறது. டிரோபோஸ்ஃபியரின் மேல் எல்லைப் பிரதேசத்தில் உண்டாகும் வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்களின் (Jet streams) இயல்பைப் பற்றிப் படிப்பதன் மூலம் டிரோபோபாஸைப் பற்றிய செய்தி அதிகமாக அறியப்படுகிறது.

ஸ்டிராடோஸ்ஃபியர் (Stratosphere)

19 ஆம் நூற்றாண்டு வரையில் காற்றின் வெப்பநிலை உயரே செல்லச் செல்லக் குறைந்து கொண்டே போய் வளிமண்டலத்தைக் கடந்து, வெட்ட வெளியை அடையும்பொழுது காற்றின் வெப்பநிலை பூச்சியம் அடைகிறது என்று நம்பப்பட்டு வந்தது. ஆனால், பலூன்களை வளிமண்டலத்திற்கு அனுப்பியதன் மூலம் கிடைக்கப்பெற்ற எடுகோள்களிலிருந்து காற்றானது ஒரு குறிப்பிட்ட உயரத்தை அடைந்ததும், அதன் வெப்பநிலையானது உயரத்திற்கேற்பக் குறைவதற்குப் பதிலாக ஒரே சீராக உள்ளது என்பது தெரியவந்தது. அதாவது 7 மைல் உயரத்திற்கப்பால் உள்ள பிரதேசத்தில் காற்றின் வெப்பநிலை மேலே செல்லச் செல்லக் குறைவதற்குப் பதிலாக ஒரே சீராக உள்ளது. இதற்குச் சம வெப்பப் படுகை (Isothermal layer) என்று பெயர். இந்தப் படுகைக்கு மேலே உயரச் செல்லச் செல்லக் காற்றின் வெப்பநிலை அதிகரிக்கிறது. ஸ்டிராடோஸ்ஃபியரில் லாப்ஸ் வீதம் பூச்சியம் அல்லது அதற்கும் குறைவாகும். ஆகவேதான் இங்குக் காற்றின் வெப்பநிலை ஏறக்குறைய ஒரே சீராக உள்ளது. இந்த ஐஸோதெர்மல் பிரதேசத்தைத்தான் முன்னால் 'ஈஸோ தெர்மல்' என்று சொல்லி வந்தார்கள். ஆனால், இப்பொழுது அது ஸ்டிராடோஸ்ஃபியர் என்று வழங்கப்படுகிறது. ஏனெனில் இங்குக் காற்றுப் படுகை உறுதிச் சமநிலையில் உள்ளது. இங்குச் சலனமே ஏற்படுவதில்லை. அடுக்கடுக்காயுள்ளதும், நிலையானதுமான இப் படுகையானது சுமார் 20 மைல் உயரம் வரை வியாபித்துள்ளது. ஸ்டிராடோஸ்ஃபியரின் கீழ்ப் பகுதிகள் ஒரே வெப்பநிலையை உடையன என்று அறியப்படுகிறது. ஆனால் ஸ்டிராடோஸ்ஃபியரில் எங்குமே வெப்பநிலை ஒரே மாதிரியுள்ளது என்பது உண்மையல்ல. ஒரே உயரத்திலுள்ள பகுதிகளிலும்கூட வெப்பநிலை மாறுபடுகிறது. இந்த அம்சத்தைக் கருதும்போது துருவங்களில் இருப்பதைவிடப் பூமத்தியரேகையில் வெப்பநிலை குறைவாகவுள்ளது. இந்த வெப்பநிலை, காலத்திற்குக் காலம் இடத்திற்கிடம் மாறுபடுகிறது. இந்த மாறுபாட்டிற்குக் காரணம் ஸ்டிராடோஸ்ஃபியரில் ஏற்படும் இயக்கங்களாகும். ஆனால் டிரோபோஸ்ஃபியரில் இருந்து ஸ்டிராடோஸ்ஃபியருக்குப் போகும் காற்று, துரிதமாக அவற்றின் வேகத்தையிழந்து, திசையையும் மாற்றிக் கொள்கின்றன. அரிதான சூழ்நிலைகளில் தவிர, இதில் தூசியும் ஈரமும் மிகச் சிறிய அளவில்

உள்ளன. ஓசோன் (Ozone) என்னும் வாயு, இந்தப் படுகையில் காணப்படுவது இதன் மற்றொரு பண்பாகும். மேற்சொன்ன வாயுவின் அளவு பெரும்பான்மை வேறுபடுகிறது.

ஓசோனோஸ்பியர் (Ozonosphere)

ஸ்டிராடோஸ்ஃபியருக்கு அடுத்த மேலடுக்கு, ஓசோனோஸ்ஃபியர் என்று வழக்கப்படுகிறது. இது வெப்பமான ஒரு படுகையாகும். இது சுமார் 30 இலிருந்து 35 மைல் வரை பரவியிருக்கிறது. விண்வீழ்கொள்ளிகள் மறையும் மட்டங்களைக் கூர்ந்து நோக்கியும், அவைகளைப் பற்றிப் படிப்பதன் மூலமும் ஓசோனோஸ்ஃபியரின் இருப்பு அறியப்பட்டது. இந்த ஓசோனின் அளவானது பூமத்தியரேகையிலிருந்து துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச்செல்ல அதிகரிக்கிறது. மேலும் வசந்த காலத்தில், அதனளவு அதிகப்பட்சமாயும், இலையுதிர்காலத்தில் குறைந்தபட்சமாயுமுள்ளது. 15 இலிருந்து 25 மைல் வரை பரவியுள்ள பிரதேசத்தில் ஓசோன் மிக அதிக அளவில் காணப்படுகிறது. இங்கேதான் ஓசோனோஸ்பியர் ஆரம்பமாகிறது. வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப் பகுதியிலும் ஓசோன் வாயு இருக்கிறது. ஆனால் இதனளவு மிகச் சிறிது. வளிமண்டலத்தில் நிலையாயுள்ள மற்ற எல்லா வாயுக்களையும்விட, ஓசோன் வாயுவே, கதிரவனின் வெப்பக்கதிர் வீசலை அதிக அளவில் கவருகிறது என்பது நன்கு தெரிந்ததே. பூமிக்குமேல் 15 இலிருந்து 35 மைல் வரையிலுள்ள இப்பிரதேசம் வெப்பமாயிருப்பதற்குக் காரணம், ஓசோன்வாயு ஊதாநிற மேற்கதிரைத் தேர்ந்து கவர்வதேயாகும். கீழேயுள்ள ஸ்டிராடோஸ்ஃபியரைவிட மேலேயுள்ள ஓசோனோஸ்ஃபியரில் வெப்பநிலை அதிகமாயுள்ளது. இந்த வெப்ப அதிகரிப்பின் வீதம் மைலுக்கு 16 டிகிரிகள் பா என்று சொல்லப்பட்டுள்ளது. இந்த ஓசோன் படுகையானது ஒரு வடிகட்டிபோல் பயன்படுகிறது. ஏனெனில், இது கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் ஊதாநிற மேற்கதிர்களை ஈர்த்து, அதில் நம் வாழ்க்கைக்குத் தேவையான அளவுள்ள பகுதியை மட்டும் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கு அனுப்புகிறது. இந்தப் படுகைமட்டுமில்லாமற் போனால், கதிரவனிடமிருந்து கிடைக்கப்பெறும் ஊதாக் கதிர் முழுவதும் பூமியை வந்தடைவதோடல்லாமல், தோலை எரித்துக் கண்களைக் குருடாக்கி அடியோடு நாசத்தை விளைவிக்கும். ஆனால் இந்தப் படுகையானது, இப்பொழுது இருப்பதைவிடக் கனமாயிருந்தால் அது ஊதாநிறக் கதிர் முழுவதையுமே கவர்ந்துவிடும். ஆகவே நம் வாழ்விற்குத் தேவைப்படும் அளவிற்குக்கூட இக்கதிர்கள் கிடைக்காமற் போய்விடும். உயிர் வாழ்க்கைக்கு, இயற்கை எவ்வளவு

தூரம் ஒத்துழைத்து உதவிபுரிகிறது என்பதற்கு இந்த அடுக்கு ஒரு நல்ல எடுத்துக்காட்டாக அமைந்திருக்கிறது.

அயனோஸ்ஃபியர் (Ionosphere)

ஓசோன் படுகையைத் தாண்டி அதிக உயரங்களில் அயனிகளைக் (Ions) கொண்ட படுகை ஒன்று இருக்கவேண்டும் என்று அறியப்பட்டது. ஏனெனில் இந்தப் படுகையில்லாமல் அதிகத் தூரங்களுக்குச் செல்லும் "வானொலிப் பரப்பு"ப் (Radio Transmission) பற்றிய சில அம்சங்களுக்கு விளக்கம் கொடுப்பது இயலாது. இந்த அயனிப் படுகைகள் மின்சாரத்தை எளிதில் கடத்தும் தன்மையுடையவை. ஆனால் இப்படுகைகளில் சில, குறைந்த வானொலி அலை நீளங்களை உடைய கதிர்களையும், மற்றுமுள்ள படுகைகள் அதிக அலை நீளங்களையுடைய கதிர்களையும் தேர்ந்து பிரதிபலிக்கின்றன. இம்மாதிரி மின்சாரக் கடத்தலுக்குக் காரணம், இந்தப் படுகையில் காணப்படும் அயனிகளேயாகும். இந்த அயனிகள் கதிரவனின் வெப்பக் கதிர்வீசலாலும், காஸ்மிக் கதிர் வீசலாலும், வளிமண்டலத்தின் அடர்த்தியில்லாத காற்றிலுண்டாக்கப்பட்ட மின்சார சக்தி வாய்ந்த வாயுக்களின் அணுக்களேயாகும். வெவ்வேறு அலை நீளங்களைக்கொண்ட வானொலி அலைகளைக்குறிப்பிட்ட நேரங்களில் கவனிப்பதன் மூலமும், பூமியிலிருந்து ராக்கெட்டுகளை அனுப்பியதன் மூலமும் இந்த அயனிப் பிரதேசத்தில் மூன்று படுகைகள் உள்ளதாக அறியப்பட்டுள்ளது. இவை 'C' (படுகை-3) என்னும் ஓசோன் படுகைக்குமேல் காணப்படுகின்றன. மேலும் இந்த அடுக்குகள் முறையே D, E, F படுகைகள் என்று குறிக்கப்படுகின்றன. இந்த மூன்றுபடுகைகளில் கீழிருப்பது D (படுகை-4)யாகும். இவை மிகவும் அதிக அலை நீளங்களைக் கொண்ட வானொலி அலைகளை மட்டுமே பாதிக்கின்றன. அடுத்துள்ள E (படுகை-5) படுகையானது ஒரு குறிப்பிட்ட அலை நீளங்களையுடைய ரேடியோ அலைகளைப் பிரதிபலிக்கிறது. F என்னும் படுகை F1, F2 (படுகை-6-1, படுகை-6-2) என்று இரண்டு பாகங்களாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளது. இந்தப் படுகைகள் குறுகிய அலை நீளங்களையுடைய வானொலி அலைகளைத் திருப்பியனுப்புகின்றன. இவ்வாறு பிரதிபலிக்கப்பட்ட அலைகள் வானொலிப் பரப்பிற்குப் பயன்படுகின்றன. ஆனால் டெலிவிஷன் போன்ற மிகக் குறுகிய அலை நீளங்களையுடைய ரேடியோ அலைகள், இம்மூன்று படுகைகளினாலும் பாதிக்கப்படாமல் வெட்டவெளியை அடைகின்றன. வளிமண்டலத்தில் மேற்சொல்லப்பட்ட படுகைகள்மட்டும் இல்லாதுபோனால் அதிகத் தூரங்களுக்கு வானொலி மூலம் தொடர்பு கொள்ள முடியாதுபோகும். ஏற்கெனவே கூறியபடி எல்லாப் படுகைகளின் உயரங்களும், அன்றாடமும், ஆண்டுதோறும் அவ்வப்பொழுதும் மாறுபடுகின்றன.

எக்ஸோஸ்ஃபியர் (Exosphere)

அயனிப்படுகைமேல், மற்றொரு பெரிய படுகையிருப்பதாகச் சிலர் கருதுகிறார்கள். இது எக்ஸோஸ்ஃபியர் என்று சொல்லப்படும். இது வளிமண்டலத்தின் மேல் எல்லையாக அமைந்துள்ளது. ஹைடிரஜன், ஹீலியம் முதலிய வாயுக்கள் இப்படுகையில் அதிகமாகவுள்ளன. இதன் எல்லையில் வெப்ப நிலை சுமார் 10,000°F. இப்படுகையில் காற்று மிகவும் லேசாக உள்ளது. வெப்பக் கவர்தலின் இயற்கை, விண்வீழ் கொள்ளிகளின் தன்மை, ஒலி அலைகள் இவற்றைப் பற்றிப் (physical studies) படிப்பதன் மூலமும், மேற்சொன்னவாறு ஒரு வெப்பப்படுகை, வளிமண்டலத்தின் மேற்பாகத்தில் இருப்பதாக அறியப்படுகிறது. இந்தப் படுகையைக் கூர்ந்து நோக்கின், இதில் இரண்டு வெப்பப் படுகைகளும், ஒரு குளிர்ந்த படுகையும் இருப்பது தெரியவரும். ஓசோன் படுகையில் வெப்பநிலை குறைந்தபட்சம் 170°F உள்ளது என்றும், இதற்கு மேலே செல்லச் செல்ல இந்தப் படுகையில் வெப்பம் குறைந்து கொண்டேபோய், —80°F இலிருந்து —100°F வரை நீச உஷ்ண நிலையில் உள்ளதென்றும், இதுதான் மேலே சொல்லப்பட்ட குளிர்ச்சியான படுகையென்றும் அறியப்படுகிறது. இதற்கு மேலே செல்லச் செல்ல வெப்பம் உயரத்திற்குத் தக்கவாறு அதிகரிப்பதால், மற்றொரு வெப்பப் படுகை காணப்படுகிறது. இங்கு வெப்ப நிலை 212°F என்று சொல்லப்படுகிறது. இதைவிட அதிக வெப்ப நிலை இந்தப் படுகையிலிருந்து உயரே செல்லச் செல்லக் காணப்படுகிறதென்று நம்பப்படுகிறது. E படுகையில் இவ்வளவு அதிக உஷ்ணத்திற்குக் காரணம், அயனியாவதன்போது உண்டான வெப்பமும், காஸ்மிக் தூசியினால் கதிரவனின்றும் உட்கவரப்பட்ட வெப்பமுமேயாகும். 1,900 மைல் உயரத்திற்கு அப்பால் காற்றின் வெப்பநிலை 1,800°F ஆக உள்ளது என்று கருதப்படுகிறது.

சில இன்றியமையா வெப்பநிலை எடுகோள்களும், வாழ்க்கைக்கு அவற்றின் இன்றியமையாமையும்

(Some important temperature data and their importance to life in general)

காற்றின் வெப்பநிலையைப்பற்றியும், அது எவ்வாறு அளக்கப்படுகிறது என்பது பற்றியும், வளிமண்டலம் அதன் வெப்பத்தை எவ்வாறு பெறுகிறதென்பது பற்றியும் முன்பகுதியில் படித்தோம். வெப்பமானியால் அளக்கப்படும் வெப்ப நிலையைத் தவிர "உணர் வெப்ப நிலை" (Sensible Temperature) என்று ஒன்றுண்டு. இது, காற்றின் வெப்பநிலையிலிருந்து வேறுபடுகின்ற வெப்ப நிலையாகும்.

மனித உடல் கதிரவனின் வெப்பத்தை உணர்கிறது; ஆனால் அதே சமயத்தில் சுற்றியுள்ள காற்று குளிர்ச்சியாயுள்ளது. அதாவது உணர் வெப்ப நிலை காற்றின் வெப்பநிலையிலிருந்து வேறுபட்டுக் காணப்படுகிறது. எல்லா அங்கக உயிரிகளையும் போலவே மனித உடலும் ஒரு குறிப்பிட்ட விகிதத்தில் வெப்பத்தை உற்பத்தி செய்து, வெப்பச் சமநிலையைப் பரிபாலிப்பதன் பொருட்டு இவ்வெப்பத்தை வெளிவிடுகிறது. இவ்விஷயத்தில் மனித உடலை, வளிமண்டலம், பூமி இவைகளுக்கு ஒப்பிடலாம். மேற்சொன்ன வெப்பநிலையைப் பரிபாலிக்க முடியாதபோது மனித உடல் துன்புறுகிறது.

காற்றின் வெப்பநிலை, ஈர விகிதம், வெயிற்காய்வு ஆகிய இவைகளின் உச்சநிலைமைகள் (Extreme Conditions) மனிதனின் உடல்நிலையையும் மனநிலையையும் வெகுவாகப் பாதிக்கின்றன. சராசரி வெப்பநிலை எண்கள், வானிலையின் தட்பவெப்பநிலைகளைப் பொறுத்தவரை மிகவும் முக்கியமானவை யென்றும், ஆனால் நடைமுறைப் பயிற்சிக்கு அவை ஏற்றவையல்ல வென்றும் முன்னொரு பகுதியில் படித்தோம். அவற்றை நடைமுறையில் பயன்படுத்துவதற்கும், அவைகளின் பயனை யறிவதற்கும், சராசரி மதிப்புகளுடன் கூட, சில குறிப்பிட்ட தட்பவெப்ப மதிப்புகளின் எண் விகிதங்கள், இவற்றினின்றும் காணப்படும் விலக்கங்கள், சில குறிப்பிட்ட வெப்பநிலைகளின் சராசரி விலக்கத்தின் எண் விகிதங்கள், 32°F க்கு மேலுள்ள வெப்ப நிலையுடன் ஏற்படும் காலத்தின் மாறுபாடு ஆகிய எல்லாச் செய்திகளுமே ஆராயப்படுகின்றன.

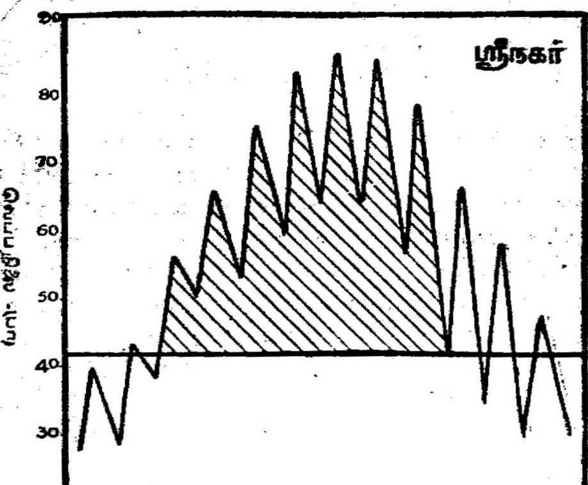
மேற்சொல்லப்பட்ட வெப்பநிலை, செடி, கொடிகளின் வாழ்க்கையை அதிகம் பாதிக்கிறது. ஏனெனில், மக்கள், மாக்களைவிடத் தாவரங்களே மிக்க அளவில் பாதிக்கப்படுகின்றன. குளிர் அல்லது வெப்பத்தின் அந்தம் அல்லது உச்ச நிலைமைகள் நீண்ட நேரத்திற்கு நிலைத்திருந்தால், மனிதனின் உடல் நிலையைப் பாதிப்பதோடு மட்டுமல்லாமல், அவை மரணத்திற்கும் ஏதுவாகின்றன. வெப்பம் மிகக் கடுமையாயிருந்தால், வெப்பச் சமநிலையை அனுபாலிப்பதன் பொருட்டு, அது உடல் வெப்பத்தை வெளியிடுவதைத் தடுக்கிறது. இந்நிலை தொடர்ந்து காணப்பட்டால், வெப்பத்தாக்குதல் (sun stroke) ஏற்பட்டு மரணம் சம்பவிக்கிறது. இதுபோலவே கடுங்குளிர் தொடர்ந்து நடைபெறுமானால், உடலினால் இழுக்கப்படும் வெப்பத்தை ஈடுசெய்வது தடைசெய்யப்படுகிறது. அதனாலும் மரணம் ஏற்பட ஏதுவாகிறது. காற்றின் ஈரமும், வெப்பமும் அதிகமாயுள்ள நாட்கள் இடுக்கண் மிகுந்ததாயுள்ளன. ஆனால் வறட்சியும், வெப்பமும் மிகுந்துள்ள நாட்கள்

அவ்வாறிருப்பதில்லை. ஏனெனில் ஈரக்காற்று ஆவியாதலின்மூலம் வெப்பம் இழக்கப்படுவதைத் தடுக்கிறது. வறண்டு, குளிர்ச்சியாயும், காற்று அதிகமாகவும் உள்ள நாட்கள் சுகங் கொடுப்பதாக இருப்பதில்லை. ஏனெனில், இந் நாட்களில் ஆவியாதலின் மூலம், வெப்பம் இழக்கப்படும் போக்கு வெகு துரிதமாக நடைபெறுகிறது. மனித உடல், வெயிற் காய்வை நேரடியாக ஈர்ப்பதால், குளிர் காலத்தில் வெயில் நாட்களில் இருக்கவேண்டிய உண்மையான அளவைவிடக் குளிர்ச்சி குறைவாக உணரப்படுகிறது. நீர்த் துளிகளையுடைய குளிர்ந்த காற்றும் நன்மையைக் கொடுப்பதாயில்லை. வறண்ட வானிலை நிலவும்போது, கதிர்வீசலின்போது இழக்கப்படும் வெப்பத்தின் அளவு வறண்ட நிலைமைகளின்கீழ்க் காணப்படுவதைவிட அதிகமாயுள்ளது.

மனித உடல் வெப்பநிலை மாறுபாடுகளை உணருவதாயிருந்த போதிலும், அது வெப்பநிலையை அளக்க வெப்பமானிபோல் ஏற்ற கருவி என்று கருத இயலாது. ஏனெனில், அது வெப்ப நிலையைத் தவிர வேறு சில தட்ப வெப்பநிலை அம்சங்களையும் உணரக் கூடியது.

தாவர வாழ்க்கையைப் பார்க்கையில் சுமார் 40°F வெப்ப நிலையில் விதைகள் முளைத்துச் செடிகள் வளர ஆரம்பிக்கின்றன என்பது நமக்குத் தெரியும். மனித வாழ்க்கைக்குத் தேவையான குறைந்தபட்ச வெப்பநிலை 50°F என்றும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. இவை மிக முக்கியமான வெப்பநிலைகள். வெப்பநிலை வளைவுக் கோட்டில் வெப்பநிலைகள் மேற்சொன்ன மிக முக்கியமான வெப்ப நிலைக்கு அதிகமாக இருக்குமேயாயின், அதில் ஏற்றம் காணப்படுகிறது. அதுபோல் வெப்பநிலைகள் குறைவாயிருந்தால், வெப்ப நிலை வளைவுக் கோட்டில் வீழ்ச்சி ஏற்படுகிறது. இம்மாதிரிக் குறிப்பிட்ட வெப்பநிலைகளுக்கு அதிகமாகவோ, குறைந்தோ உள்ள வெப்பநிலைகள் எந்த நாட்களில் அல்லது எந்த மாதங்களில் ஏற்படுகின்றன என்பதைக் கவனிப்பது மிக அவசியமாகும். மேலும், முன்கூறிய ஏற்றத்தாழ்வுகளுக்கு இடையேயுள்ள காலத்தையும் அறிய வேண்டியது முக்கியமாகும். 32°F வெப்ப நிலையில், தாவரங்கள் அழிந்துபோகாவிடினும், நல்ல வளர்ச்சி 40°F வெப்பநிலையில்தான் ஆரம்பிக்கிறது. இந்த வெப்பநிலை, அதாவது 40°F எவ்வளவு நாட்களுக்கு நிலவுகிறதென்று கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. இதைத்தான் 'வெப்பநிலை பயனுறுதிறன்' (Temperature efficiency) என்று சொல்லுகிறார்கள். இப் புள்ளிக்கு மேல் அதிகமாக ஏற்படும் வெப்பநிலை உயர்வும் கணக்கிடப்படுகிறது. தாவரங்கள் வளருவதற்குத் தேவையான வெப்பநிலையும், அவை பக்குவமடைவதற்குத் தேவையான வெப்பமும், பயிருக்குப்

பயிர் வேறுபடுகின்றன. விதை முளைப்பதற்குத் தேவையான, திட்டமான வெப்பநிலைக்கு மேல் அதிகமாக வெப்பநிலையுள்ள நாட்களின் எண்ணிக்கைக்கு 'வெப்பயூனிட்டுகள்' அல்லது வளரும் டிகிரி நாட்கள் (Growing degree days) என்று பெயர். இம்மாதிரியான குறிப்புகள் குடியானவர்களுக்குப் பயிரிடும் காலத்தையும், அவை பக்குவமடைந்து அறுவடைக்குத் தயாராகும் காலத்தையும் அறிவதற்கு மிகவும் பயன்படுகிறதென்று சொல்லப் படுகிறது. அதுபோலவே, ஒரு நாட்டில் காணப்படும் அதிகப் பயனுறுதித் திறன், பலவகைப் பயிர்களைத் தீர்மானிப்பதற்குப் பயனுள்ளதாயுள்ளது. இவற்றைத் தவிர, பயிர்கள் வளரும் பருவகாலத்தின் நீட்சி, உறைபனி யில்லாத நாட்களின் எண்ணிக்கை ஆகிய செய்திகள், 32°F வெப்பநிலைக்கு அதிகமாயுள்ள நாட்களின் நீட்சியிலிருந்து தீர்மானிக்கப்படுகின்றன. (படம் 2—17.) பலவிதப் பயிர்களை விளைவிப்பதற்கு, வளரும் காலத்தின்



படம் 2-17. மார்ச் முதல் செப்டம்பர் வரையுள்ள காலம் பயிர்கள் வளரும் பருவம்.

நீட்சி குறைவாயிருத்தல் ஓர் இன்னலாகும். வளரும் பருவம் நீண்ட காலமாக இருந்தால், உழவுத் தொழிலுக்கு ஏற்றதா யிருக்கும். உழவுத் தொழில், உறைபனி ஏற்படாத, அயன மண்டலப் பிரதேசங்களில் அதிகமாக நடைபெறுகிறது. இங்குதான் பயிர்த் தொழில் நன்கு நடைபெறுவதற்கு ஏற்ற வசதிகள் அமைந்

துள்ளன. சராசரி மதிப்புகளிலிருந்து ஏற்படும் பெயர்ச்சியைக் கவனிப்பது அவசியமாகும். சில நாடுகளில் வசந்த காலத்திலும், இலையுதிர் காலத்திலும் உண்டாகும் உறைபனி, பயிர்த் தொழிலை ஊதியமில்லாமல் செய்து விடுகிறது. சராசரி மதிப்புகளிலிருந்து ஏற்படும் பெயர்ச்சிகளிலிருந்து தான், பயனளிக்கக்கூடிய வளரும் காலம் கணக்கிடப்படுகிறது. இந்தப் பெயர்ச்சிகளுக்கு விட்டுக் கொடுத்துப்பின், மேற்சொன்ன பயனளிக்கக்கூடிய வளரும் காலத்தை அனுசரித்தே நடு அட்சரேகைகளிலும், மேல் அட்ச ரேகைகளிலும் உழவர்கள் பயிரிடும் காலத்தைத் தீர்மானிக்கிருர்கள். பனியைத் தாங்க முடியாத எலுமிச்சை போன்ற பழ மரங்களும் மற்றும் சில தோட்டப் பயிர்களும் மிகவும் விழிப்புடன் பயிரிடப்படுகின்றன. கவனத்துடன் பயிரிடப்படும் இடம் பனியி னின்றும் மறைக்கப்பட்டுள்ள பிரதேசமாகத் தேர்ந்தெடுக்கப்படு கிறது. மலைச்சரிவுகளும், காற்றடிக்கும் திசையை நோக்கியுள்ள கடற்கரைப் பிரதேசங்களும் தேர்ந்தெடுக்கப்படுகின்றன. பெருங் கேடு விளைவிக்கும் உறைபனியைத் தவிர்க்க முடியாதிருப்பதால், பயிர்களுக்குச் செயற்கை வெப்பத்தின் மூலம் பாதுகாப்பு அளிக்கப் படுகிறது. இம்மாதிரிச் செயற்கை முறையில் வெம்மைப்படுத்தல் மத்தியதரைக் கடற் பிரதேசத்திலும், கலிஃபோர்னியாவிலுள்ள பழத்தோட்டங்களிலும் அதிகமாகக் காணப்படுகிறது. ஃபிளாரிடா (Florida) போன்ற மற்ற நாடுகளும் மேற்சொன்ன செயற்கை முறையைக் கையாளுகின்றன.

இயல் 3

வளி அழுத்தமும் காற்றும்

(Pressure and winds)

காலநிலை வானிலைகளின் முக்கிய மூலாதாரங்களில் காற்றும் அதன் அழுத்தமும், வெப்பநிலையையும் மழைப்பொழிவையும் போல அவ்வளவு முக்கியமானதல்ல என்று ஏற்கெனவே சொல்லப் பட்டது. வானிலை இயலில், பூமிக்கு அருகிலும் அதிக உயரங் களிலும் காற்றின் அழுத்தத்தைப் பற்றி அறிவதில் அதிகக் கவனம் செலுத்தப்படுகிறது. ஆனால் அழுத்தத்தை மட்டும் பற்றி அறிவதில் பயனில்லை. அதனால் பொதுவாகக் காற்று, மழை, மேகமூட்டம் இவைகளைப் பற்றியும் ஆராய்ச்சிகள் செய்யப்படு கின்றன. ஏனெனில் காற்றின் அழுத்தத்திலேற்படும் சிறிய மாறுதல்கள் மனிதனைப் பாதிப்பதில்லை. ஆனால் அதில் அதிக அளவில் ஏற்படும் மாறுதல்கள் மனிதனின் உடல் நிலையைப் பாதிக்கிறது. பூமியின் மேற்பரப்பில் அல்லது வளிமண்டலத்தில் ஏற்படும் வானிலை அல்லது தட்பவெப்ப நிகழ்ச்சிகளுக்குக் காற்றின் அழுத்தம் அடிப்படையாக இருப்பதால் அது முக்கியமாகக் கருதப் படுகிறது. அழுத்தத்தில் காணப்படும் சிறிய மாறுதல்களே காற்று வீசுவதற்குக் காரணமாக உள்ளன.

ஆகவே காற்றின் அழுத்தம் தட்பவெப்பநிலைக் கட்டுப்பாட் டிற்கு மறைமுகமான மூலமாக உள்ளது. காற்றின் பல்வேறு செயல்களை ஏற்கெனவே பார்த்தோம். அது வானிலை, தட்ப வெப்பநிலை இவற்றிற்கான முக்கிய மூலமாக இருப்பதுடன், அவற் றைக் கட்டுப்படுத்தும் ஒரு அம்சம் என்றும் முன்னொரு பகுதியில் பார்த்தோம். அதிக வேகத்துடன் வீசும் காற்று, வாழ்க்கைக்கும், உடைமைகளுக்கும் (Properties) நாசத்தை விளைவிக்கிறது. அது நீராவிப்போக்கின் வீதத்தை நேரடியாகப் பாதிப்பதுடன், உணர்வு, வெப்பநிலை முதலியவற்றையும் கட்டுப்படுத்துகிறது. பூமியின் அட்சரேகைக்கான வெப்பச் சமநிலை, காற்றின் இயக்கத் தினால் உண்டாகும் கீழ் அட்சரேகைகளிலிருந்து, மேல் அட்ச ரேகைகளுக்கு ஏற்படும் வெப்ப மாற்றத்தினால் (Heat Transfer)

நிறுவப்படுகிறது. நீர்ப்பரப்பிலிருந்து நிலப்பரப்பிற்கு நீராவியைக் காற்று எடுத்துச் செல்வதால், நிலப்பரப்பின்மேல் ஏற்படும் மழைப் பொழிவுக்குத் தேவையான நீராவி காற்றின் மூலம்தான் கிடைக்கப் பெறுகிறது.

காற்றின் அழுத்தத்திற்கும், காற்றோட்டத்திற்கும் உள்ள தொடர்பு நாம் அறிந்ததே. அழுத்தத்தில் ஏற்படும் சிறிய மாறுதல்களினால், காற்றின் விசையும், திசையும் மாறுகின்றன. இதனால் வெப்பநிலையிலும், மழைப் பொழிவிலும் மாறுபாடுகள் ஏற்படுகின்றன. இந்த அம்சங்கள் தான் பெருமளவில் வானிலை, தட்பவெப்பநிலை ஆகிய இவற்றைத் தீர்மானிக்கின்றன. காற்றின் வெப்பநிலை, அழுத்தம், காற்று இவற்றின் பரவல்களில் காணப்படும் தொடர்பு சிக்கலாக உள்ளது. ஏனெனில் காற்றின் இயக்கங்கள் வெப்பநிலைப் பரவலைப் பாதிக்கின்றன. கடற்காற்று வீசும் பிரதேசங்களில் அது தட்பவெப்பநிலையை மிதப்படுத்துகிறது. நிலத்திலிருந்து கடல் நோக்கி வீசும் காற்று, அது வீசும் கடற் கரைப் பிரதேசங்களில் வெப்பநிலை வியாப்திகளை அதிகரிக்கச் செய்கிறது. ஆகவே காற்றின் பரவலுக்கு, வெப்பநிலைப் பரவலை ஒரு காரணமாகக் கருத இயலாது. அவைகளுக்கிடையில் காணப்படும் தொடர்பு, அவைகளுக்கான காரணம், பாதிப்பு ஆகியவற்றைக் காட்டிலும் அதிகச் சிக்கலாக உள்ளது. ஆகை யால் காற்றையும் அதன் அழுத்தத்தையும், தட்ப வெப்ப நிலைக் கான மூலங்களாகக் கருதுவதைவிட, கட்டுப்பாடு அம்சங்களாகக் கருதுவதே சிறப்பாகும். இவைகளின் இயல்பைப் பற்றியும், இவை வானிலை, தட்பவெப்பநிலை முதலியவற்றை எவ்வாறு பாதிக்கின்றன என்பது பற்றியும், இனி விரிவாகப் படிப்போம்.

(i) வளி (வாயு) அழுத்தத்தை அளக்கும் விதம்: வளிமண்ட லத்தின் அழுத்தம் பாரமானி என்னும் கருவியின் மூலம் அளக்கப் படுகிறது. பராமீட்டர் என்னும் வார்த்தைக்குக் கிரேக்க மொழி யில் அழுத்தத்தை அளத்தல் என்று பொருள். பொதுவாகப் பயன்படும் இரண்டு பாரமானிகள் முறையே ஃபார்டின் பாரமானி யும் (Fortin's Barometer), அனிராய்டு பாரமானி (Aneroid Barometer) யுமாகும். திருத்தமான அளவைகளுக்கு ஃபார்டின் பாரமானி பயன்படுத்தப்படுகிறது. வளிமண்டலத்தின் எடை அல்லது அழுத்தமானது, பாதரசநிரலில் (Column of Mercury), சமப்படுத்தப்படுகிறது. அதாவது ஒரு சதுர அங்குலம் குறுக்கு வெட்டுப் பரப்பும், கடல் மட்டத்திலிருந்து வளிமண்டலத்தின் உச்சி வரையுள்ள உயரமும் கொண்ட வளி நிரலின் எடையானது, 29·92 அங்குலம் அல்லது 760 மில்லிமீட்டர் உயரமும், அதே குறுக்கு வெட்டுப் பரப்பும், 32°F வெப்பநிலையுமுள்ள பாதரச

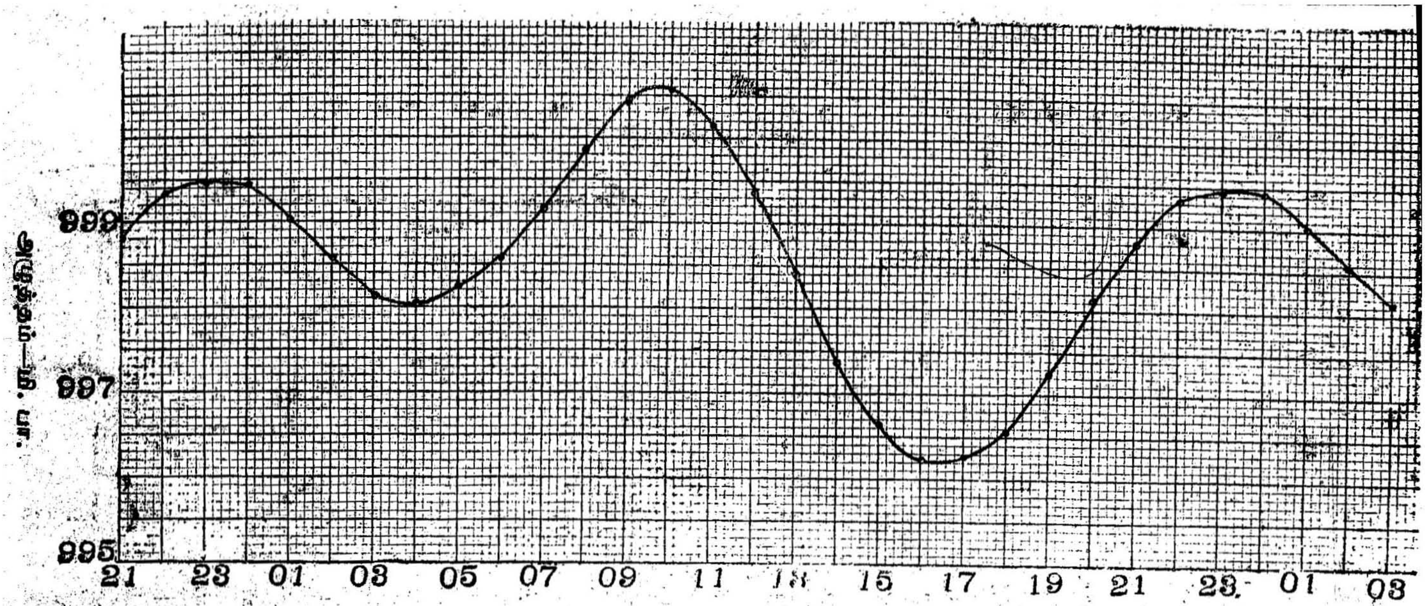
நிரலினுல் சமப்படுத்தப்படுகிறது. மேற்சொன்ன அளவு (29.92"), கடல்மட்டத்தில் 45° அட்சரேகையில் உள்ள சாதாரண அழுத்தமாகும். மில்லிபார் வளி அழுத்தத்தைக் குறிக்கும் மற்ருெரு அளவையாகும். வானிலையியல் அறிஞர்கள் மேற்சொன்ன மில்லிபார் என்னும் அளவைப் பெரும்பாலும் பயன்படுத்துகிருர்கள். நீவ்ஸ் அளவு முறைப்படி (Neve's System of Measurement) ஒரு அங்குலம் குறுக்கு வெட்டுப் பரப்பும், 29.92" உயரமும் கொண்ட பாதரச நிரலின் அழுத்தம் கடல் மட்டத்தில் 1013.2 மில்லிபார்கள் ஆகும். 1/10" பாதரச நிரல் சுமார் 3.4 மில்லிபாருக்குச் சமம் என்று கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. வளியின் அழுத்தத்தைக் குறிப்பதற்கு மில்லிபார் என்னும் அளவைப் பயன்படுத்துவதன் பயன் என்னவென்ருல், இந்த அளவு அழுத்தத்தின் பரிமாணங்களைக் கொண்டுள்ளது. வளிமண்டலத்தைப் பற்றிப் படிப்பதற்குக் காற்றின் அழுத்தத்தில் ஒவ்வொரு மணி நேரத்திலும் ஏற்படும் மாறுதல்கள் மிகவும் பயன்படுகின்றன. இவற்றைக் குறிப்பதற்குப் பாரரேகை (Barograph) என்னும் கருவி பயன்படுத்தப்படுகிறது. வெப்பநிலை, காற்று விசை இவைகளைக் காட்டிலும், வளி அழுத்தத்தை அளப்பது எளிது. ஏனெனில் அழுத்தமானது விரைவாக மாறுபடுவதில்லை. அப்படியே மாறுபட்டாலும், அம்மாறுபாடு அதிக அளவிலிருப்பதில்லை. பாரமானி எப்பொழுதும் மூடிய இடங்களில்தான் அளப்பதற்கு வைக்கப்படுகின்றது. இக்கருவியானது மிகுதியான வானிலையின் நிலைமைகளினுல் பாதிக்கப்படக் கூடாது. அழுத்தத்தை அளக்கும் கருவிகளின் அமைப்பையும் அவை எவ்வாறு பயன் படுத்தப்படுகின்றன என்ற விரிவுகளையும், நாம் இங்குப் படிக்கப் போவதில்லை. இவைகளைப் பற்றி பௌதிகப் புத்தகங்களிலிருந்து அறிந்து கொள்ளலாம்.

(ii) **வளி அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாறுதல்களுக்கும் வேறுபாடுகளுக்கும் காரணம்:** அழுத்தத்தில் ஏற்படும் சிறிய அளவு மாறுதல்கள் காற்றின் இயக்கங்களுக்கும் காரணமாயிருப்பதால், அழுத்தத்தின் கிடை வியாபனத்தை விளக்குவதற்கு, அதிலுண்டாகும் மாறுதல்களுக்கான மூலகாரணங்களைப் பற்றி அறிய வேண்டியது அவசியமாகிறது. இதன் மூலம் பூமியின் அழுத்த மண்டலங்களையும் (Pressure belts) காற்றுமண்டலங்களையும் (Wind belts), பற்றி அறிய ஏதுவாகிறது. பூமியின் மேற்பரப்பில், காற்றின் அழுத்தப் பரவலின் சராசரி நிலைமையையும், அன்ருட அழுத்தத்திலேற்படும் மாறுதல்களையும், திருப்திகரமாக விளக்க முடியாமற் போயினும், அவைகளுக்கான காரணங்கள், வெப்பம், சலனம் போன்றவைகளுடன் தொடர்புள்ளவை என்பது நன்கு தெரிகிறது.

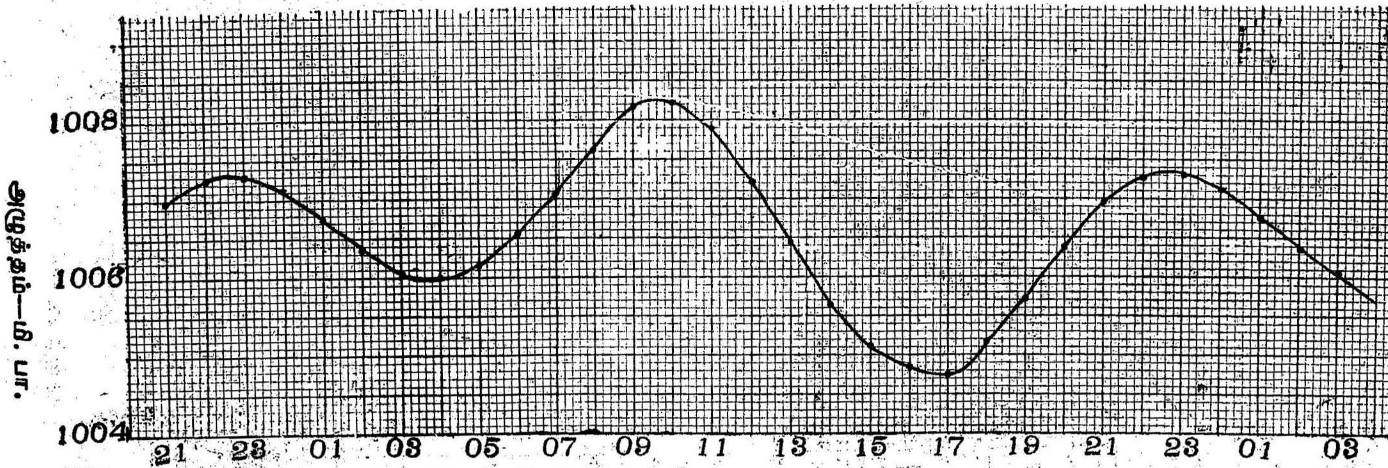
(iii) வெப்பம் சலனம் இவைகளால் வளி அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாறுதல்கள் : வெப்ப நிலையில் ஏற்படும் மாறுதல்கள், வளி அழுத்தத்தில் மாறுபாடுகளை உண்டுபண்ணுகின்றன என்று ஏற்கெனவே முதல் இயலில் பார்த்தோம். காற்று வெப்பப்படுத்தும் போதும் விரிவடைந்து லேசாகி மேல்நோக்கி எழும்புகிறது. அதற்குப் பதிலாக மேலுள்ள குளிர்ந்த காற்றுத் தொகுதி பூமியின் மேற்பரப்பில் இதன் இடத்தை வந்தடைகிறது. வெப்பமாயும், லேசாயும் உள்ள வளி நிரலின் எடையானது, அதே குறுக்கு வெட்டுப் பரப்பையும், உயரத்தையும் கொண்ட குளிர்ச்சியாயுள்ள வளி நிரலின் எடையைவிடக் குறைவாக உள்ளது. ஆகவே வெப்பநிலை அதிகமாயுள்ள இடங்களில், வளி அழுத்தம் குறைவாகவும், வெப்பநிலை குறைவாக இருக்குமிடத்தில் அழுத்தம் அதிகமாயும் உள்ளது. சில வேளைகளில் குறைந்த அழுத்தங்களும், அதிக அழுத்தங்களும், வெப்பக் கதிர்வீசலினுலும், வெப்பக் கடத்தலினுலும், கிடைக் காற்ருேட்டங்களினுல் ஏற்படும் வெப்ப மாற்றத்தினுலும், வளிப்பகுதியின் திரவமாற்றம் ஏற்படும்போது வெளிவிடப்படும் வெப்பத்தினுல் உண்டாகும் வெப்பநிலை மாற்றங்களினுலும் ஏற்படுகின்றன. இவ்வாறு வெப்ப மாறுபாடுகளால் ஏற்பட்ட அதிக அழுத்த, குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசங்கள், வட கோளார்த்தத்திலுள்ள நிலப் பகுதிகளில் முறையே குளிர்காலத்திலும், கோடைக்காலத்திலும் நன்கு காணப்படுகின்றன. பூமியின் சுழற்சியினுல் ஏற்படும் மையம் விலகு விசை (Centrifugal force), காற்ருேட்டத்தைப் பாதிக்கிறது. சலனத்தினுல் ஏற்படும் அழுத்த மாறுதல்கள், அதிகமாயிருப்பதால், அவை வெப்பமாற்றங்களால் உண்டாகும் அழுத்த மாறுதல்களைவிட முக்கியமானவையாகும். உபதுருவப் பிரதேசத்தில் காணப்படும் குறைந்த அழுத்தத்திற்குக் காற்றின் சலனமே காரணமாகும்.

அழுத்தத்தில் ஏற்படும் வேறுபாடுகள், நேரம், பரப்பு இவைகளைப் பொறுத்து பலதரப்பட்ட அளவுகளில் குறிக்கப்படுகின்றன. அழுத்தக் குறிப்பு முதன் முதலில் இத்தாலி நாட்டில், 17 ஆம் நூற்ருண்டின் இடைப்பகுதியில் ஆரம்பித்துப் பின் அதிலிருந்து உலகின் பல்வேறு பகுதிகளில் இன்றுவரை தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. வெப்ப நிலையைப் போலவே, ஒவ்வொரு மணிக்கும் குறிக்கப்பட்ட அழுத்தமும், அன்ருட மாதாந்திர, வருடாந்திர சராசரி அழுத்தங்களும் உலக முழுவதும் பல்வேறு இடங்களில் குறிப்பிடப் பட்டிருக்கின்றன.

அன்ருட வெப்பநிலையில் ஏற்றத்தாழ்வு காணப்படுவது போலவே, அழுத்தத்திலும் இம்மாறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன. இது வானிலையுடன் நேரடியாகச் சம்பந்தப்படவில்லை.



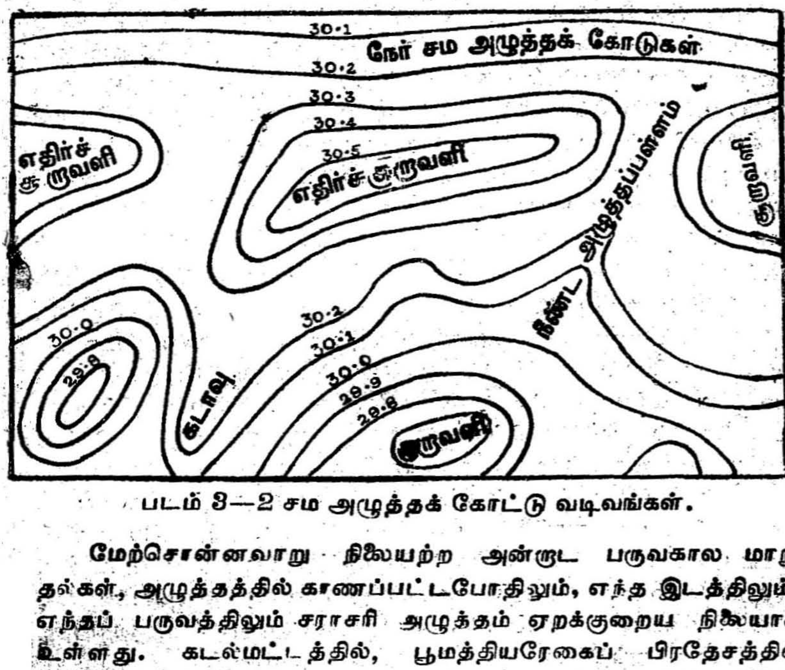
படம் 3—1a. வளி அழுத்தத்தின் அன்றாட அலைவு—திருச்சிராப்பள்ளி (உதவி—இந்திய வானிலை நிலையம்)



படம் 3—1b. வளி அழுத்தத்தின் அன்றாட அலைவு—சென்னை (உதவி—இந்திய வானிலை நிலையம்)

இம்மாதிரி அன்றாடம் ஏற்படும் ஏற்றத் தாழ்வுகளுக்குச் சரியான விளக்கம் தெரியவில்லை. கதிரவன் தோன்றுவதற்கு 2 மணி நேரத்திற்கு முன்பு, வளிமண்டலத்தில் ஓர் அலை பூமியைச் சுற்றித் தோன்றுகிறதென்றும், இது அன்றாட வெப்பநிலை மாறுபடுகளினால் ஏற்பட்டதென்றும் கருதப்படுகிறது. சுமார் காலை 10 மணி வரை அழுத்தம் அதிகமாகிக்கொண்டேபோய் 10 மணிக்கு உச்சத்தை அடைகிறது என்றும், மாலை 4 மணி சுமாருக்குக் குறைந்த அழுத்தத்தை அடைகிறதென்றும் கண்டுபிடிக்கப்பட்டுள்ளது. மாலை 4 மணிக்குப்பின், இரவு 10 மணி வரை மறுபடியும் அழுத்த ஏற்றமும், மறுநாள் காலை 4 மணி வரை அழுத்தக் குறைவும் காணப்படுகிறது. ஆகவே ஒரு நாளில் இரண்டு அதிக அளவு அழுத்தங்களும் இரண்டு குறைந்த அழுத்தங்களும் குறிக்கப்படுகின்றன (படம் 3-a, b). இந்தியா முழுவதிலும், இம்மாதிரி மேற்சொன்ன குறிப்பிட்ட மாற்றங்கள் 3-இலிருந்து 4 மில்லிபார் (1") அளவில் ஏற்படுகின்றன. இவற்றிற்கும் வானிலையில் உண்டாகும் மாற்றங்களுக்கும் யாதொரு தொடர்புமில்லை. ஆனால் இந்த அழுத்த மாறுதல்கள் மிகுதியாக இருப்பதால், இது கவனிக்கத் தக்கது. ஏனெனில், மற்ற இடங்களில் ஏற்படும் மேற்சொன்ன மாறுதல்கள், வானிலையில் மிகுந்த மாற்றங்களுக்குக் காரணமாயுள்ளன. அன்றாட அழுத்தத்தில் உண்டாகும் வேறுபாடு பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்தில் மிக அதிகமாயிருப்பதுடன் நன்கு தோன்றுகிறது. வெகுகாலத்திற்கு முன் 'ஹம்போல்டு (Humboldt) என்பவர், பூமத்திய ரேகைப் பகுதியில் அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாறுதல்கள் தவறாமல் நடைபெறுவதால் அங்கு பாரமானியைக் கொண்டே நேரத்தைக் குறிக்க முடியும் என்று கூறுயிருக்கிறார், பூமத்தியரேகையினின்றும் துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல அழுத்தத்திலேற்படும் மாறுபாடுகள் குறைந்துகொண்டே போகின்றன. நடு அட்சரேகைகளில் வளி அழுத்தத்தில் உண்டாகும் ஏற்றத்தாழ்வுகள் வானிலையின் ஒழுங்கற்ற மாறுதல்களால் மறைக்கப்படுகின்றன. அன்றாட அழுத்தத்தில் ஏற்றத்தாழ்வுகளைத் தவிர, வளிமண்டலத்தில் நன்கு தோன்றும் பல மாறுபாடுகள் உள்ளன. காற்றின் அழுத்தத்தில் தொடர்ந்து ஏற்படும் ஏற்றமோ தாழ்வோ மிதவெப்ப அட்சரேகைகளில் அடிக்கடி ஏற்படும் முக்கியமான ஒரு நிகழ்ச்சி ஆகும். இவை சில நாட்களுக்கு மட்டுமே நீடிக்கும். சில சமயங்களில் பல நாட்களுக்கும் நீடிப்பதுண்டு. இம்மாதிரி மாற்றங்கள் அதிக, குறைந்த அழுத்தங்களுடன் தொடர்புகொண்டவை. குறைந்த அழுத்தத்தை உடைய பகுதிகளுக்கு உட்குழிவுகள் (Depression) அல்லது புயல்கள் (Cyclones) என்று பெயர். இங்குக் காற்றின் அழுத்தம் சுற்றியுள்ள காற்றின் அழுத்தத்தைவிடக் குறைவாயுள்ளது.

இம்மாதிரிக் குறைந்த அழுத்தங்கள் வெவ்வேறு வடிவங்களைக் கொண்டுள்ளன. எடுத்துக்காட்டாக நீண்டவடிவைக்கொண்ட குறைந்த அழுத்த மண்டலத்திற்கு நீண்ட அழுத்தப்பள்ளம் (Trough) என்று பெயர். இதுபோலவே அதிக அழுத்தத்தை உடைய பகுதிகள் எதிர்ச் சூருவளிகள் (Anticyclone) என்று சொல்லப்படுகின்றன. மேற்சொன்னதுபோல, நீண்ட வடிவைக் கொண்ட அதிக அழுத்த மண்டலத்தை முகடு (Ridge) அல்லது கடாவு (Wedge) என்று சொல்கிறார்கள் (படம் 3-2). அழுத்தத்திலுண்டாகும் மேற்சொன்ன மாறுதல்களைத் தவிர, நடு அட்ச ரேகைகளில் முக்கியமாகக் குளிர்காலத்தில் வானிலையைப் பாதிக்கும் திடீர் மாறுதல்கள் வேறு பல உள்ளன என்று ஏற்கெனவே படித்தோம். கோடை, குளிர்காலங்களில் அழுத்தத்தில் ஏற்படும் பெரிய வேறுபாடுகளை நன்கு கவனித்தல் மிகவும் அவசிய மாகும்.



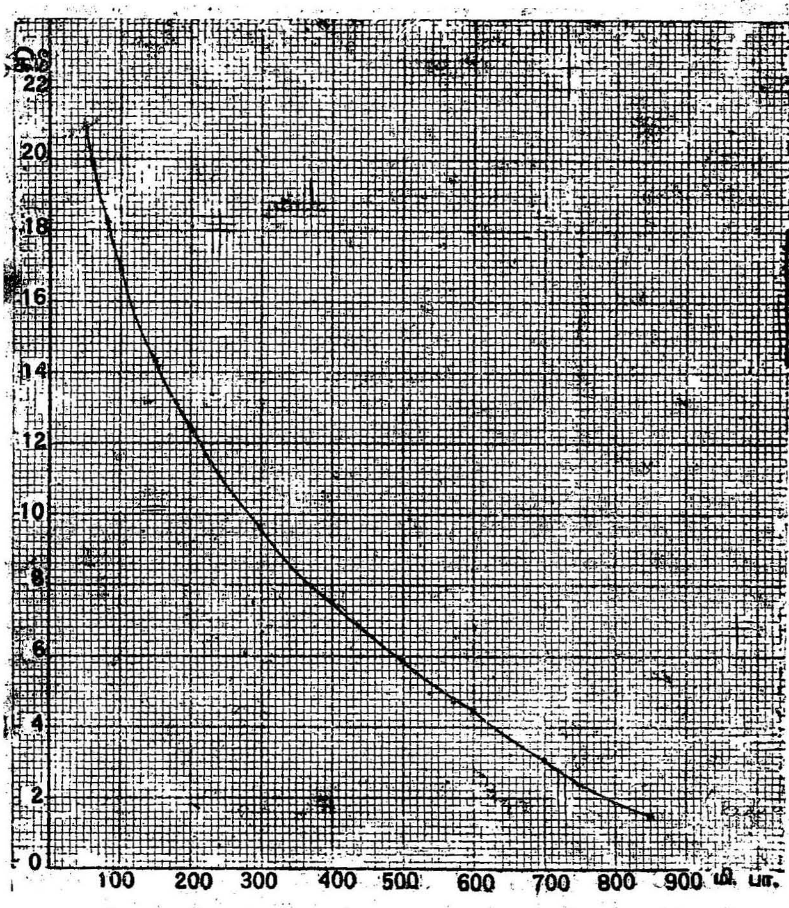
படம் 3—2 சம அழுத்தக் கோட்டு வடிவங்கள்.

மேற்சொன்னவாறு நிலையற்ற அன்றாட பருவகால மாறுதல்கள், அழுத்தத்தில் காணப்பட்டபோதிலும், எந்த இடத்திலும், எந்தப் பருவத்திலும் சராசரி அழுத்தம் ஏறக்குறைய நிலையாக உள்ளது. கடல்மட்டத்தில், பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்தில் அழுத்தம் குறைவாயுள்ளது—அதாவது கடல்மட்டத்தில் 29·8 அங்குலம். துருவத்தை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல அது அதிகரிக்கிறது. குதிரை அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில் (35° வட, தென் அட்சரேகைப் பகுதிகள்) காற்றின் அழுத்தம் மிகுதியாயுள்ளது. அதாவது 30·1". 60° வட தென் அட்சரேகைகளில் அது

மறுபடியும் குறைகிறது. இங்கு குறைந்தபட்ச அழுத்தம் 29·7". இங்கிருந்து துருவப் பிரதேசங்களுக்குப் போகையில், மறுபடியும் ஏற்றம் காணப்படுகிறது. சராசரி அழுத்த வியாப்தி (அதிக அழுத்தத்திற்கும், குறைந்தபட்ச அழுத்தத்திற்கும் உள்ள வேறுபாடு) மிதவெப்ப அட்சரேகைப் பகுதிகளில் அதிகமாயிருப்பதாயும், பூமத்தியரேகைப் பகுதிளில் இந்த வியாப்தி குறைவாய் இருக்கிறதென்றும் அறியப்படுகிறது. அழுத்தத்தின் கிடை வியாபனத்தின் விவரங்களைப் பின்வரும் பக்கங்களில் படிப்போம்.

(iv) அழுத்தத்தின் செங்குத்து, கிடை வியாபனங்கள் (Vertical and Horizontal Distribution of Pressure):—மேல் நோக்கிச் செல்லச் செல்ல வளி அழுத்தம் குறைகிறதென்று ஏற்கெனவே முன் பகுதிகளில் பார்த்தோம். அழுத்தம் உயரத்திற்குத் தக்கவாறு குறையும் வீதம், முதலில் குறைவாயும், பின் அதிகமாயும் உள்ளது. 900–1000 அடிகளுக்கு ஒரு அங்குலம் அல்லது 34 மில்லிபார் வீதம் அழுத்தம் மேல் நோக்கிக் குறைகிறது. சில ஆயிரம் அடி உயரம் வரை தான் காற்றின் அழுத்தக் குறைவு மேற்சொன்ன வீதத்தில் ஏற்படுகிறது. அதன் பிறகு அதிக உயரங்களில் அழுத்தக் குறைவு விரைவாக நடைபெறுவதால், வளியின் அடர்த்தி குறைந்து அது லேசாகிறது. 3½ மைல் தடிப்புள்ள வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப்படுகையானது, அதன் மொத்த எடையில் பாதியுள்ளது. இந்த உயரத்திற்கு மேல் காணப்படும் வளிமண்டலப் படுகைகளின் கனம் மேலே செல்லச் செல்லக் குறைந்துகொண்டே போகிறது (படம் 3—3.) இவ்வித அழுத்தக் குறைவு தொடர்ந்து நடைபெறுமாயின், வளிமண்டலத்தின் எல்லையைக் காணுதலரிது. அப்படியே காணப்பட்டாலும், அது அயனிமண்டலத்தில் (Ionosphere) உள்ளதுபோல மிகமிக மெல்லிய வடிவினதாக இருக்கவேண்டும். சில குறிப்பிட்ட உயரங்களில் வாயுக்களின் பண்பை நன்கு அறிய முடிவதில்லை. அதிக உயரங்களில் தூசி முதலிய பொருள்கள், மிகக் குறைந்த அளவில் இருப்பதால், அங்குள்ள பொருள்கள், சூழ்ந்துள்ள வாயுக்களின் வெப்பச் சமநிலையை அடைவதில்லை. ஒரு பொருளின் வெப்பநிலை, கதிர்வீசலின் போக்குகளினால் தீர்மானிக்கப்படுகிறது. இந்தக் குறைந்த அழுத்தங்களில் ஒரு வாயுவின் வெப்பநிலை, இயக்க வெப்பநிலை (Kinetic Temperature) யாக இருக்கிறது. இது வரையறுப்பின்படி (by Definition) வாயுவின் அணுக்கட்டு (Molecules) மூலக விசையின் வர்க்கத்திற்கு விகிதசமத்தில் உள்ளது.

தடைப்படாத வளிமண்டலத்தில் அதிக உயரங்களில் ஏற்படும் அழுத்த மாறுதல்கள் அதிகமாயிருப்பதால், அவை மனித



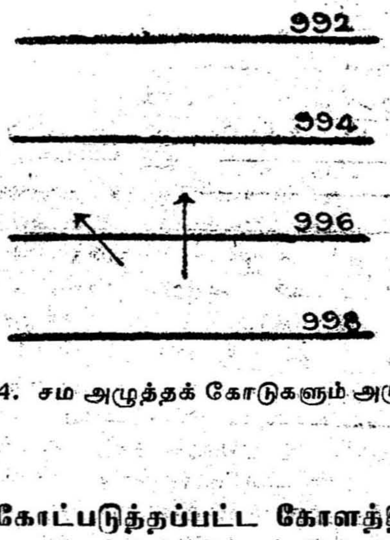
படம் (3—3) வளிஅழுத்தத்தின் செங்குத்து பரவல்
(நுங்கம்பாக்கம், சென்னை)

உடலைப் பாதிக்கின்றன. உயரே செல்லச்செல்ல உயிர்க் காற்றின் அளவு விரைவாகக் குறைந்து கொண்டே போவதால், அருகளிப்பு (Nausea), மூக்கில் ரத்தப் பெருக்கு, ஏற்படுகிறது. அதிக உயரங்களில் பறக்கும் வானவூர்திகளில் உயிர்க் காற்றுக்கான கருவிகள் அமைந்துள்ளன. உயரமான மலைகளின்மீது ஏறுபவர்கள்கூட உயிர்க் காற்றுக்கான உபகரணங்களை எடுத்துச் செல்லுகிறார்கள். அழுத்தக் குறைவு சுவாசித்தலைப் பாதிக்கிறது. இதனால் மூச்சுத் திணறுவதுடன் மனோசக்தி (Mental Power) தளர ஆரம்பிக்கிறது. மிகக் குறைந்த அழுத்தம் உடல் மூட்டுகளில் வாதத்தை உண்

டாக்குகிறது (Causes paralysis of the limbs). அதிக நேரம் குறைந்த அழுத்தத்திற்கு உட்படுத்தப்பட்டால், தலைவலி தூக்க மின்மை முதலியன உண்டாகின்றன. இதற்குக் காரணம் நுரை யீரல்களில் உயிர்க்காற்றின் அழுத்தக் குறைவதாகும். மலைமீது 50 அடி அல்லது 100 அடி உயரத்திற்கு மேலே ஏறியபின் களைப்பு ஏற்படுகிறதென்று மலை ஏறுபவர்கள் கூறுகிறார்கள். அழுத்தத்தில் கிரமமாக ஏற்படும் மாறுதல்களை ஒட்டி சரீரம் தன்னைச் சரிப்படுத்திக் கொள்ள இயலும். ஆனால் அழுத்தத்தில் துரிதமாகத் திடீரென்று ஏற்படும் மாறுதல்கள், நினைவற்ற நிலைக்கும், மரணத்திற்கும் காரணமாகின்றன.

(v) அழுத்தத்தின் கிடைப்பரவல் (Harizontal distribution of pressure) : பல்வேறு அழுத்தங்களைக் காட்டும் கோடுகளுக்குச் சம அழுத்தக்கோடுகள் (Isobars) என்று பெயர். வெவ்வேறு இடங்களில் பாரமானியால் குறிக்கப்படும் காற்றின் அழுத்த அளவுகள் கடல் மட்டத்திற்குக் குறைக்கப்படுகின்றன. உயரத்திற்கான அழுத்தக்குறைவை, தள்ளி பின்பு, மேற்சொன்ன எண்கள் வானிலை அறிக்கையில் குறிக்கப்படுகின்றன. ஆகவே சமவெப்பக் கோடுகளைப்போலவே, சம அளவைக் காட்டும் அழுத்தக்கோடுகளும் அழுத்தம் சமமாக உள்ள இடங்களைச் சேர்க்கும் கோடுகளாகும். ஆனால் எல்லா எண்களும் கடல் மட்டத்திற்குக் குறைக்கப்பட்டுள்ளன என்பது முக்கியமாகக் கவனிக்கவேண்டியதாகும். இச் சம அழுத்தக் கோடுகள் ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில் காணப்படும் அழுத்தத்தின் பரவலையோ, குறிப்பிட்ட காலத்திற்கான சராசரி அழுத்தப் பரவலையோ காட்டுவதாக இருக்கலாம். இவற்றைத் தவிர, கடல் மட்டத்திலும், தடைப்படாத வளிமண்டலத்தின் அதிக உயரங்களிலும், அழுத்தப் பரவலைக் காட்டுவதற்குப் படங்கள் வரையுப்பட்டிருக்கின்றன. ஆனால் 3,000 அடியும், அதற்குமேல் உயரத்திலுள்ள இடங்களின் அழுத்தத்தைக் கடல் மட்டத்திற்குக் குறைக்க முடிந்தாலும் படத்தில் காட்டமுடியாது. பாரமானியால் குறிக்கப்படும் வளி அழுத்தமும் சம அழுத்தக் கோடுகளால் காட்டப்படும் அழுத்தமும், அது அளக்கப்படும் இடத்திற்கு மேலுள்ள வளியின் எடைக்கு விகிதசமத்திலுள்ள விசையாகும். ஓர் இடத்தின் அழுத்தத்தில் ஏற்படும் வேறுபாடுகளினால் காற்றின் இயக்கம் ஏற்படுகிறது. அதன் விசையின் அளவு (Magnitude of force) தூரத்திற்கேற்றவாறு அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாறுபாட்டின் வீதத்தைப் பொறுத்துள்ளது. இவ்வாறு அழுத்தத்திலுண்டாகும் மாறுபாட்டு வீதத்திற்கு அழுத்த நிலைச்சரிவு (Pressure gradient) அல்லது பாரமானிச்சரிவு (Barometric slope) என்று பெயர். சம அழுத்தக் கோடுகளுக்கிடையில் அதிக இடைவெளி காணப்

பட்டால், அங்கு அழுத்த நிலச்சரிவு குறைவாகவும், அவைகளுக்கிடையில் இடைவெளி குறைவாயிருந்தால், அழுத்த நிலைச்சரிவு அதிகமாகவும் இருக்கும். கிடை அழுத்த நிலைச்சரிவு (Horizontal pressure gradient), காற்றின் அழுத்தம் துரிதமாகக் குறையும் திசையில் ஒரு யூனிட் தூரத்திற்கு ஏற்படும் அழுத்தக்குறைவு என்று வரையறுக்கப்பட்டுள்ளது. அழுத்த நிலைச் சரிவு எல்லாத் திசைகளிலும் காணப்பட்டபோதிலும், அழுத்தக் குறைவு துரிதமாக ஏற்படும் திசை, சம அழுத்தக் கோடுகளுக்குச் செங்குத்தாக உள்ளது. பொதுவாக இதைத்தான் அழுத்தச் சரிவு என்று குறிப்பிடுகிறோம். படம் (3—4).



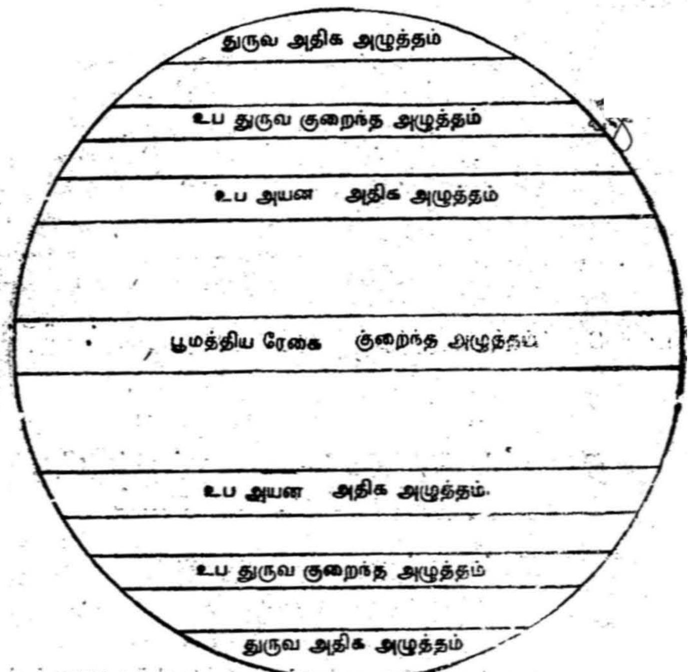
படம் 3—4. சம அழுத்தக் கோடுகளும் அழுத்தச் சரிவும்

குறிக்கோட்படுத்தப்பட்ட கோளத்தின் மீது அழுத்தத்தின் கிடை வியாபனம்

Horizontal pressure distribution over an idealized globe

பூமியின் அழுத்த மண்டலங்கள் : (Zonal Pressure belts of the world) அட்சரேகைக் கேற்றவாறு வெயிற்காய்வின் அளவில் ஏற்படும் பருவமாறுதல்களை விட்டு, ஒரு படித்தான பூமியின் மேற்பரப்பில், நிலவக்கூடிய கடல் மட்டத்திற்குக் குறைக்கப்பட்டுள்ள அழுத்த மண்டலங்களைப் பின்வரும் படம் காட்டுகிறது. படம் (3—5).

கடல் மட்ட அழுத்தத்தில் நன்கு காணப்படும் (Dominant features) தன்மைகள் வருமாறு : (1) பூமத்தியரேகை குறைந்த அழுத்தப் பள்ளம் (Equatorial trough of low pressure). இது பூமத்தியரேகைக்குச் சற்று வடக்கே காணப்படுகிறது. இக் குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசம், வருடாந்திர வெப்பநிலை அதிகமாயுள்ள பிரதேசத்தோடு ஒன்றிக் காணப்படுகிறது. இக்குறைந்த அழுத்தம் இங்குள்ள அதிக அளவு வெப்பநிலையின் காரணமாய் ஏற்பட்டது என்பது நன்கு விளங்குகிறது. பூமத்தியரேகைப் பகுதியில் வெப்பத்தின் தீவிரம் அதிகமாயிருப்பதாலும், பூமியின் சுழற்சியினுல் ஏற்படும் விலகு விசை ஏறக்குறைய அறவே இல்லாமலிருப்பதாலும், இப்பிரதேசத்தில் எப்பொழுதுமே குறைந்த அழுத்தம் நிலவுகிறது.



படம் 3—6. அழுத்த மண்டலங்கள்

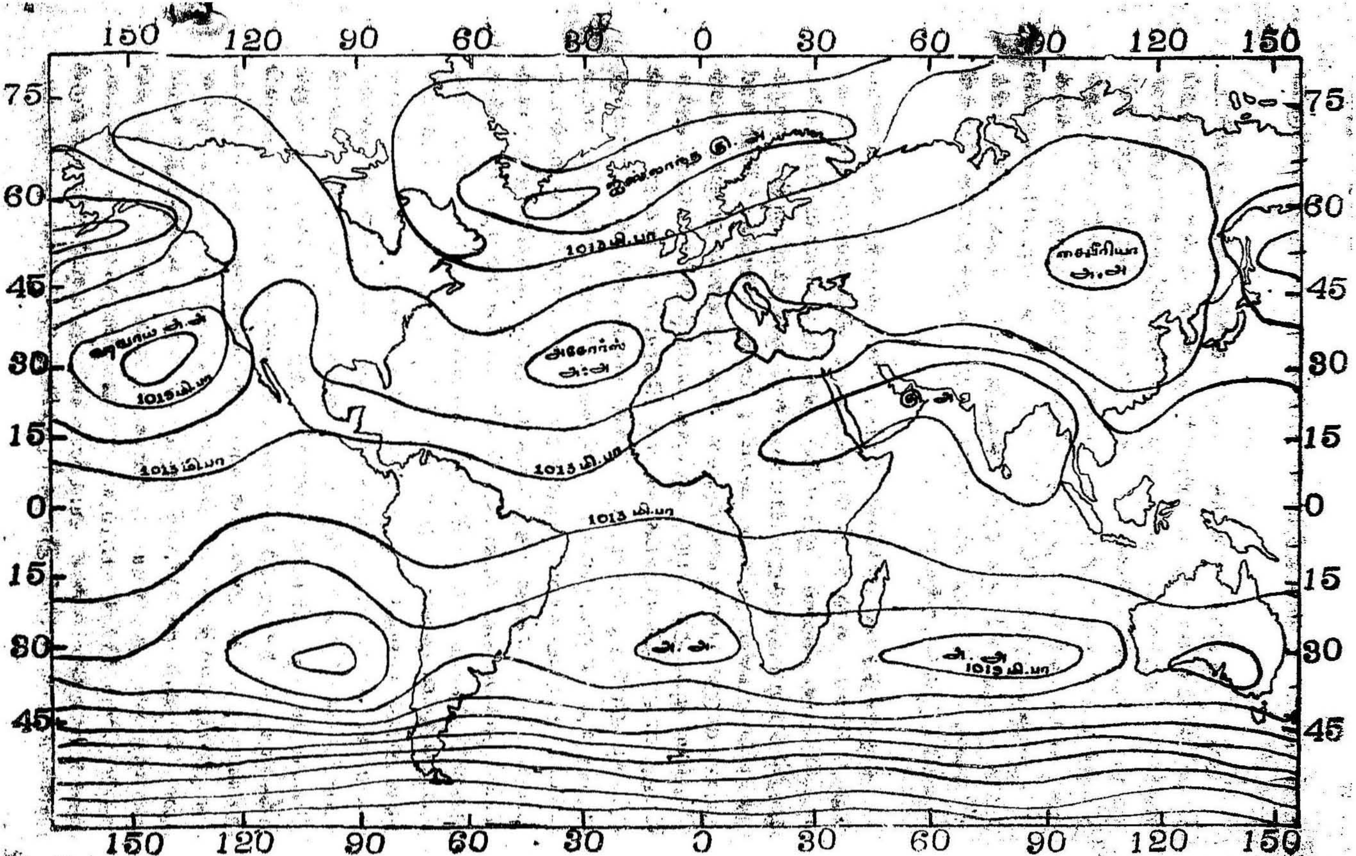
(2) பூமத்தியரேகை குறைந்த அழுத்தத்திற்கு வடக்கிலும், தெற்கிலும் 30°யிலிருந்து 40° வரையுள்ள அட்சரேகைப் பிரதேசத்தில் அதிக அழுத்த மண்டலங்கள் வடகோளார்த்தத்தில்

ஒன்றும், தென்கோளார்த்தத்தில் ஒன்றும் காணப்படுகின்றன. இவை உபஅயன மண்டல அதிக அழுத்த மண்டலங்கள் என்று அழைக்கப்படுகின்றன. பூமியின் மேற்பரப்பு அழுத்தத்திற்கு இப்பிரதேசம் மிகவும் இன்றியமையாத மூலமாக உள்ளது (Key element). இந்த உப அயன மண்டல அதிக அழுத்தம் எவ்வாறு தோன்றுகிறதென்பது முழுவதும் அறியப்படவில்லை. உபஅயன மண்டல அதிக அழுத்தம் காணப்படும் பிரதேசங்கள் மிகுதியான குளிர்ச்சி நிலவும் (Excessive cold) இடங்கள் அல்ல. அவை விதி விலக்காகத் தோன்றுகின்றன. அவற்றின் இருப்பிடமும் இருப்புத் தன்மையும் (Location and Existence) பூமியின் சுழற்சியோடுகூட சலன விசைகளின் பயனாக ஏற்பட்டவை. ஆனால் இந்த வெப்ப பாதிப்புகள் மறைமுகமாகக் காணப்படுகின்றன. இங்குச்சலன காரணங்கள், வெப்பநிலை பாதிப்புகளைக் காட்டிலும் அதிகமாய் உணரப்படுகின்றன. மேற்சொன்ன அதிக அழுத்தம் உபஅயன மண்டலத்தில் நிலவும் காரணத்தைக் காற்றின் பொதுச் சுழற்சிப் பகுதியில் விரிவாகக் காணலாம். (3) துருவக் குறைந்த அழுத்த மண்டலம் (Subpolar trough of low pressure) பூமத்தியரேகைக்கு வடக்கிலும், தெற்கிலும் 60° முதல் 70° வரையுள்ள அட்ச ரேகைப் பிரதேசத்தில் அமைந்துள்ளது. இவை வடக்கில், வட துருவ வட்டத்திற்கருகிலும், தெற்கில் தென்துருவ வட்டத்திற் கருகிலும் காணப்படுன்றன. அழுத்தமானது, உபஅயன மண்டல அதிக அழுத்தத்திலிருந்து வடதுருவக் குறைந்த அழுத்த மண்டலத்தை நோக்கிக் கிரமமாகக் குறைகிறது. இவ்வழுத்த மண்டலம் வட கோளார்த்தத்தைவிட தென் கோளார்த்தத்தில் தொடர்ச்சி யாகவும், ஆழமாயும், நன்கு அமைந்தும் காணப்படுகிறது. வட கோளார்த்தத்தில் இந்த அழுத்தம் அறை அறையான அமைப் பைக் கொண்டுள்ளது. துருவங்களுக்கருகில் அழுத்தத்தின் அமைப்பும், பண்புகளும் அங்குள்ள வெப்பதட்ப நிலைகளுக்கு ஒத்த வையாக இல்லை. இப்பிரதேசங்களில் அசாதாரணமான வெப் பமும் காணப்படவில்லை. அதனுடைய அச்சு (Axis) தெளிவாக அறியப்படவில்லை. மேற்சொன்ன உபதுருவக் குறைந்த அழுத் தத்தின் தோற்றத்திற்கான காரணம், சலனத்தினலுண்டான மையம் விலகு விசையினுல் (Centrifugal force) விளக்கப்படுகிறது. வெப்பத்தினுலுண்டாகும் விசையும் இந்த அழுத்தத்தை தோற்று விப்பதில் ஓரளவு பங்கு கொண்ட போதிலும், சலன விசை, இதைக்காட்டிலும் சக்தி வாய்ந்ததாயுள்ளது. (4) துருவ மண்டல அதிக அழுத்தப் பிரதேசங்களை, வெப்பநிலை காரணமாக ஏற்பட்ட ஆழமில்லாத அதிக அழுத்தப் பிரதேசங்கள் என்று சிலர் குறிப் பிடுகிருர்கள். ஆனால் இதற்கு ஒவ்வாத அத்தாட்சிகள் உள்ளன. இதற்குக் காரணம், இந்த அதிக அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில்

கடல் மட்ட அழுத்தத்திற்கான எடுகோள்கள் குறைவாயிருப்ப தேயாம்.

ஒரு படித்தான பூமியின் மேற்பரப்பில், ஒரு குறிப்பிட்ட தீர்க்க ரேகையில், துருவத்திற்குத் துருவம் உள்ள அழுத்தப் பரவலைப் பார்க்கும்போது, அது பூமத்தியரேகைக்கருகிலுள்ள குறைந்த அழுத்தத்திலிருந்து, வடக்கேயும், தெற்கேயும் 30° இலிருந்து 40° வரையுள்ள உபஅயன மண்டல அதிக அழுத்தத்தை நோக்கி அதிகரிப்பதும், இங்கிருந்து ஆர்க்டிக், அண்டார்க்டிக் வட்டங்களுக்கருகில் 60°—70° வட தென் அட்சரேகைகளில் உள்ள உபதுருவக் குறைந்த அழுத்த மண்டலத்தை நோக்கிக் குறைவதும், அதற்குமேல் துருவ அதிக அழுத்தங்களை நோக்கி அதிகரிப்பதும் தெரிகிறது.

ஒரு படித்தான பூமியின் பேற்பரப்பில் அழுத்த வியாபனம். தொடர்ச்சியாக உள்ள பிரதேசங்களாக விவரிக்கப்பட்டுள்ளன. ஆனால் உண்மையில் இம்மாதிரி அமைப்பு காணப்படுவதில்லை. இதற்கு மாறாக அழுத்த மண்டலங்களை, குறைந்த அதிக அழுத்தங்களின் மையம் அல்லது அறை (Centre or cells of High and low pressures) என்று விளக்குவது பொருத்தமானதாகும். மேற் சொன்ன குறைந்த அதிக அழுத்த மையங்களின் நெடு அச்சு (Long axis). பொதுவாகக் கிழக்கு மேற்காக உள்ளது. படம் (3—6). மேலே குறிப்பிடப்பட்டுள்ள மையங்கள் கிழக்கிலிருந்து மேற்கு நோக்கி நீண்டுள்ளன. இவை முன் சொல்லப்பட்ட அட்ச ரேகைகளிலேயே காணப்படுகின்றன. இம்மாதிரியான மண்டல அமைப்பு, வட கோளார்த்தத்தைவிட அதிக அளவில் ஒரு படித்தான தன்மையை உடைய தென் கோளார்த்தத்தில் நன்கு காணப்படுகிறது. வட கோளார்த்தத்தில் பருவ வெப்பநிலை வேறுபாடுகளையுடைய நிலப்பரப்பும், நீர்ப்பரப்பும் மாறிமாறி அமைந்திருப்பதாலும், உராய்வின் விளைவாகவும், அதிக உயரங்களின் காரணமாயும், அழுத்தத்தின் வியாபனம் மண்டல அமைப்பாயில்லாமல் (Zonal pattern), அறையறையான அமைப்பைக் கொண்டுள்ளது (Cellular pattern) இது மட்டுமின்றி இயங்கும் குறைந்த, அதிக அழுத்த மையங்கள் அறையறையான அமைப்பையும் மண்டல அமைப்பையும் குலைக்கின்றன. கடல் மட்ட அழுத்தக் கோடுகளால் (Sea level isobars) காட்டப்பட்டுள்ள பூமியின் ஆண்டுச் சராசரி அழுத்தப்பரவலும், வசந்த, இலையுதிர் காலங்களில், அதாவது, முறையே ஏப்ரல், அக்டோபர் மாதங்களில் உள்ள சராசரி அழுத்தப் பரவலும், மேற்சொன்ன மண்டல, அறையறையாக உள்ள அழுத்தத்தின் அமைப்போடு ஒத்திருக்கின்றன. படம் 3-6 இல் சில முக்கியச் செய்திகள் குறிக்கப்பட



படம் 3—6. ஆண்டுச் சராசரி சம அழுத்தக்கோட்டுப் படம்.

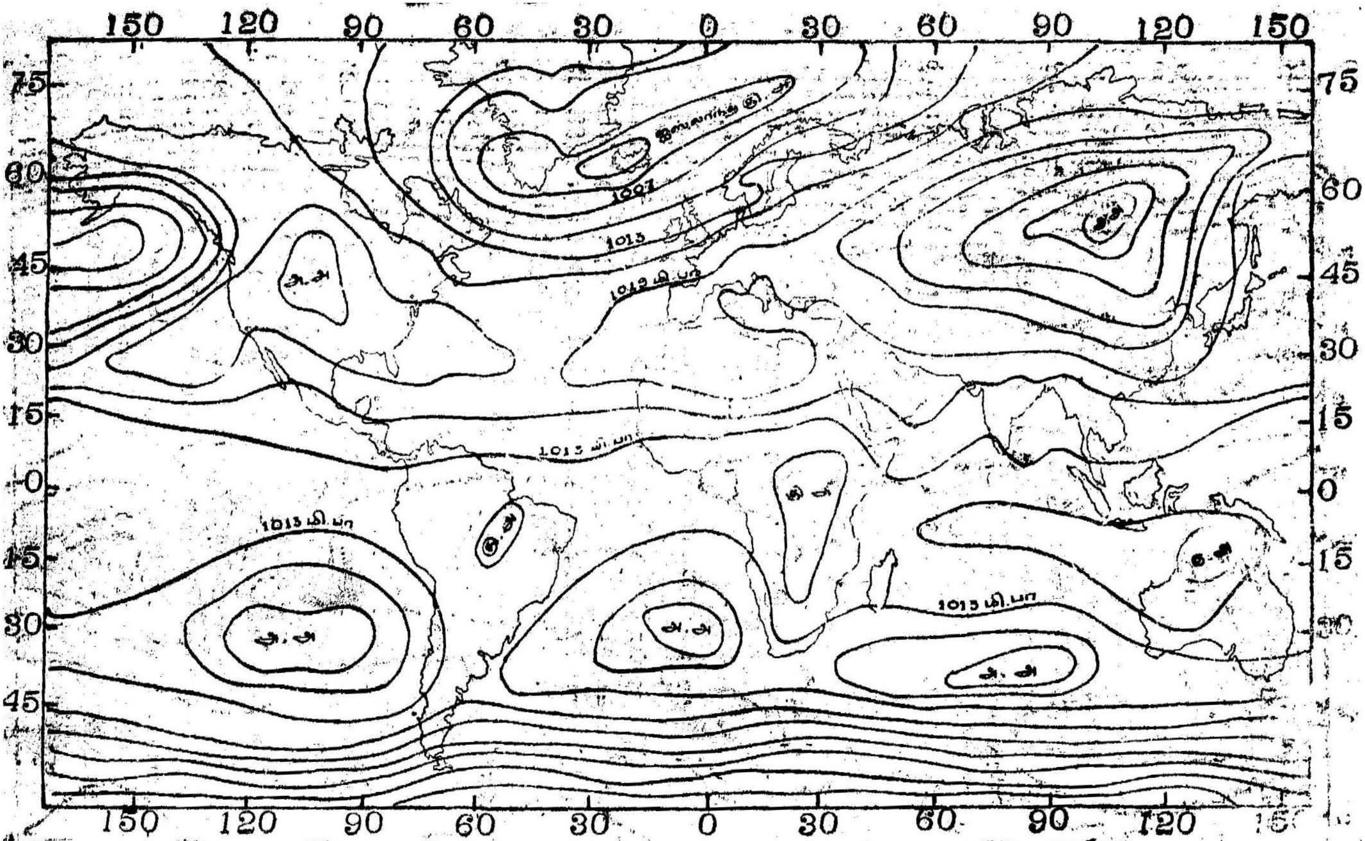
வேண்டியவை. ஏற்கெனவே சொல்லப்பட்டபடி, பூமத்திய ரேகைக்கருகில், 1,012 மில்லிபார் அளவுடைய குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசம் காணப்படுகிறது. ஆஸ்திரேலியாவிற்கு வடக்கிலுள்ள பகுதியிலும் இந்தியா, அதைச் சூழ்ந்துள்ள கடல் பரப்புகளிலும், ஆப்பிரிக்காவில் ஒரு குறுகிய பகுதியிலும், தென் அரேபியாவிலும் அழுத்தம் 1010 மில்லிபாருக்கும் குறைவாகக் காணப்படுகிறது. பூமத்தியரேகை குறைந்த அழுத்த மண்டலத்தின் இருபுறமும், அதிக அழுத்தங்கள் 30°—40° வட அட்சரேகைப் பிரதேசத்திலொன்றும், 30° தென் அட்சரேகைப் பிரதேசத்திலொன்றும் காணப்படுகின்றன. இவ்வழுத்த மண்டலங்கள் தொடர்ச்சியாக இல்லாமல், ஒவ்வொன்றும் மூன்று மையங்களாகப் பிரிந்துள்ளன. வடக்கேயுள்ள அழுத்த மண்டலத்தின் மூன்று மையங்களும் முறையே பசிபிக். அட்லாண்டிக், சைபீரியாப் பிரதேசங்களில் காணப்படுகின்றன. வடக்கே அதிக தூரத்தில் அது மறைந்து போகிறது. இதற்குக் குளிர்காலத்தில், சைபீரியாவில் நிலவும் அதிக அழுத்தம் காரணமாயுள்ளது. வடகோளார்த்தத்தில் ஏறக்குறைய எந்த அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில் காணப்படுகிறதோ அதே அட்சரேகைப் பிரதேசத்தில் தென் கோளார்த்தத்தில், அழுத்த மையங்கள் தென்பசிபிக், தென் அட்லாண்டிக், இந்து மாகடல் ஆகிய பகுதிகளில் காணப்படுகின்றன. மேற்கூறிய உபஅயன அழுத்த மண்டலங்களை அடுத்து, துருவங்களை நோக்கி ஏற்படும் அழுத்தக் குறைவு, தென்கோளார்த்தத்தில் ஒழுங்காகவும், துரிதமாகவும், வடகோளார்த்தத்தில் இதற்கெதிராகவும் உள்ளது. வடகோளார்த்தத்தில் குறைந்த அழுத்த மையங்கள் இரண்டு உள்ளன. ஒன்று வடபசிபிக் பிரதேசத்தில் அலாஸ்கா (Alaska) விற்கருகிலும், மற்றொன்று வடஅட்லாண்டிக் பகுதியில் ஐஸ்லாந்திற்கருகிலும் காணப்படுகின்றன. தென்கோளார்த்தத்தில் உபஅயன அதிக அழுத்தத்திலிருந்து அண்டார்க்டிக் கண்டத்தைச் சுற்றியுள்ள பகுதிகளை நோக்கி அழுத்தம் கிரமமாகக் குறைகிறது.

நிலமும், கடலும் மாறிமாறி அமைந்துள்ள தென் கோளார்த்தத்தில் காற்றின் அழுத்தப் பரவலைச் சுலபமாக விவரிக்க இயலும். அதாவது தென் துருவத்தைச் சுற்றி அண்டார்க்டிக் நிலப்பகுதியும் அதைச் சூழ்ந்து கடலும் காணப்படுவது, துருவங்களுக்கு அருகில் நிலவும் அதிக அழுத்தத்தையும், உபதுருவப் பிரதேசத்தில் நிலவும் குறைந்த அழுத்தத்தையும் விளக்குகிறது. ஆனால் வடகோளார்த்தத்தில், அழுத்தத்தின் பரவலை மேற்சொன்ன ஒழுங்கான அமைப்பைக் கொண்டு விவரிக்க இயலாது. ஏனெனில் இங்கு வடதுருவப் பிரதேசம் பனிமூடிய கடற்பரப்பாக உள்ளது. இதைச்சுற்றி

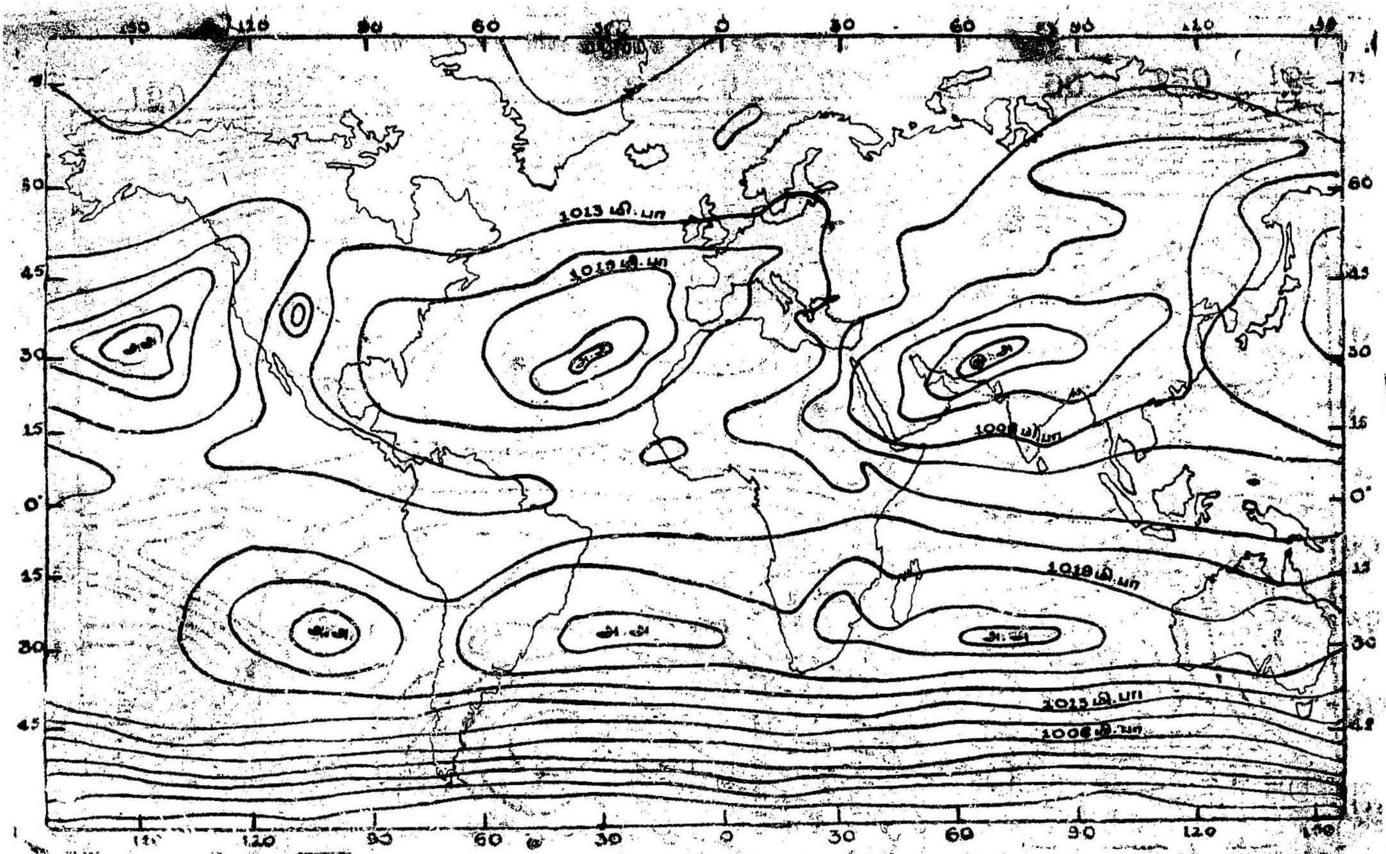
யூரேசியா, அமெரிக்கா ஆகிய நிலப்பகுதிகள் உள்ளன. இந்த நிலப்பகுதிகளில் பருவத்திற்கேற்ப வெப்பநிலையிலும், அழுத்தத்திலும் ஏற்றத்தாழ்வுகள் காணப்படுகின்றன. இவை துருவப் பிரதேசங்களைப் பாதிக்கின்றன. துருவங்களைக் காட்டிலும், கிரீன்லாந்துப் பிரதேசத்தில் நிலப்பகுதிகளில் அதிக அழுத்தம் நிலவுகிறது. ஆர்க்டிக் பிரதேசத்திற்கு அருகில், அழுத்தம் குறைவாக உள்ளது. அலூசியன் குறைந்த அழுத்தமும், ஐஸ்லாண்டிக் குறைந்த அழுத்தமும், உபதுருவக் குறைந்த அழுத்தத்தின் ஒரு பகுதியாகும். மேலும் துருவங்களுக்கருகில் அழுத்தமானது தோற்ற அளவில் அதிகரிப்பது தெரிகிறது. இப்பகுதிகளில், அழுத்தத்தின் பரவலைத் திட்டமாகக் கூறமுடியாது. வடதுருவத்துக்கருகிலுள்ள ரஷிய நிலையங்கள் சில வேளைகளில் துருவப் பிரதேசத்தில் நிலையாக இருக்கவேண்டிய எதிர்ச் சூறாவளி நிலைமைகள் காணப்படுவதில்லை என்பதை அறிவித்துள்ளன.

ஜனவரி, ஜூலை மாத சம அழுத்தக் கோட்டுப் படங்கள் :
(Isobaric maps for July, and January)

இப்பருவங்களில் நிலவும் அழுத்தப் பரவலைக் காட்டும் படங்களில் (படம் 3-7, 3-8) அழுத்தப் பரவலின் அமைப்பைப்பற்றிய பொதுப்பண்புகள் ஒரே மாதிரி உள்ளன. அவை அரை நிலையாயுள்ள அதிக, குறைந்த அழுத்த மையங்கள் (Semi Permanent centres of High & Low) என்று வழங்கப்படுகின்றன. ஏனெனில் இவை பொதுவாக ஒரே பிரதேசத்தில் தொடர்ந்து நிலைத்திருப்பது போல் தோன்றுகிறது. ஆனால் பருவங்கள் மாறும்போது, மேற்சொன்ன அழுத்தங்களின் இருப்பிடமும் தீவிரமும் சற்று மாறுகிறது. ஆண்டாண்டு தோறும் இம்மாறுதல் அதே பருவங்களில் குறிப்பிட்ட அளவிற்கு ஏற்படுகிறது. வடகோளார்த்தத்தில் கோடைக்காலமாக இருக்கும்போது, கதிரவனது வடக்கு நோக்கிய பெயர்ச்சியுடனேயே, அழுத்த மண்டலமும், பூமத்திய ரேகைக்கு வடக்கு நோக்கிப் பெயருகிறது. தென்கோளார்த்தத்தில், மேற்சொன்ன அழுத்த மண்டலம், கதிரவனது தெற்கு நோக்கிய பெயர்ச்சியோடுகூட பெயர்கின்றது. அவை கதிரவனையும், பருவங்களுக்கேற்றவாறு, வெயிற் காய்வில் ஏற்படும் மாறுதல்களையும் பின்பற்றி இயங்கியபோதிலும், கதிரவனது பெயர்ச்சிக்கும், மேற்சொன்ன அழுத்த மண்டலங்களின் பெயர்ச்சிக்கும் ஒன்று அல்லது இரண்டு மாத பின்னிடை (Lag) காணப்படுகிறது. இவை இயங்கும் தூரம் 10° முதல் 15° வரையுள்ளது.



படம் 3—7. ஜனவரிமாத அழுத்தக் கோட்டுப் படம்.



படம் 3—8. ஜூலை மாத சம அழுத்தக் கோட்டுப்படம்

ஆனால் பூமத்தியரேகை குறைந்த அழுத்த மண்டலம், கதிரவனது பெயர்ச்சியோடு, வடக்கிலும், தெற்கிலும் இயங்கினாலும், அது இயங்கும் தூரம் மிகக் குறைவு. இவ்வியக்கம் அக்னி வளையத்தின் இயக்கத்தை யொத்திருக்கிறது. அயன மண்டலங்களுக்கு வெளியே, கடல்களின் மேல் காணப்படும் அதிக அழுத்தங்களும், மேற்சொன்ன முறையில்தான் இயங்குகின்றன. அழுத்த அறைகளின் நிலைகளிலும், தீவிரத்திலும் ஏற்படும் மாற்றம், பருவ காலக் காற்றின் விளைவாகும். இது நீர், நிலப்பரப்புகள் வெம்மையடையும் தன்மையில் காணப்படும் வேறுபாடுகளினால் ஏற்படுகிறதென்பதை ஏற்கெனவே முதல் இயலில் படித்துள்ளோம். பருவக் காற்றின் விளைவைப் பற்றி, ' வளிமண்டலத்தின் பொதுச்சுழற்சி'' (General circulation of the Atmosphere) என்ற பகுதியில் படிக்கலாம். பருவக் காற்றுகளின் விளைவாகக் குறைந்த அழுத்த அறைகள் (Cells of low pressure) கோடைக்காலத்தில் குளிர்ந்த கடல் பரப்புகளிலிருந்து அதிக வெப்பமாயுள்ள கண்டத்தின் உள் நாட்டுப் பகுதிகளை நோக்கிப் பெயர்ச்சியடைகின்றன. இதன் காரணமாகக் கடற்பரப்புகளில் அழுத்தம் அதிகரிக்கிறது. குளிர் காலத்தில், அதிக அழுத்த அறைகள், குளிர்ந்த கண்டப் பகுதிகளிலும், தீவிரமாயுள்ள குறைந்த அழுத்தம் மித வெப்பமாயுள்ள கடற்பரப்புகளிலும் காணப்படுகின்றன. கோடைக்காலத்தைவிட, குளிர்காலத்தில் நிலப்பரப்பிற்கும், நீர்ப்பரப்பிற்கும் வெப்பநிலையிலுள்ள வேறுபாடு அதிகமாயிருப்பதால், கோடைக் காலத்தில் கண்டப் பகுதிகளில் காணப்படும் குறைந்த அழுத்தத்தைக் காட்டிலும், குளிர்காலத்தில் அதே பகுதிகளில் நிலவும் அதிக அழுத்தம் நன்கு அமைந்துள்ளது. தவிர மேற்சொல்லப்பட்ட நிலைமைகள், மலைகளைப் போன்றுள்ள தடைகளால் மாற்றியமைக்கப்படுகின்றன. எடுத்துக் காட்டாக, வடஅமெரிக்காவில், அட்லாண்டிக் கடலுடன் வெப்பமாற்றங்கள் ஏற்பட இடமிருக்கிறது. ஆனால் பசிபிக் கடற்கரைப் புறத்தில், இராக்கி மலைகள், மேற்சொன்ன வெப்ப மாற்றத்திற்கு இடையூறுக உள்ளன. இதன் விளைவாகக் குளிர்காலத்தில் கண்டத்தின் அதிக அழுத்தம் இராக்கி மலைகளுக்குக்கிழக்கே காணப்படுகிறது. அதுபோலவே, கோடைக்காலத்தில் குறைந்த அழுத்தம் மலைகளுக்குக் கிழக்கே காணப்படுகிறது. இது தெற்கில் வெப்பமான பீடபூமிப் பிரதேசங்களில் காணப்படுகிறது. யூரேசியாக் கண்டம் அட்லாண்டிக் கடலின் பாதிப்புகளுக்கு இலக்காகிறது, அதன் விளைவுகள் கிழக்கே வெகு தூரத்திற்குக் காணப்படுகின்றன. ஆனால் கிழக்கிலும், தெற்கிலும் உள்ள மலைகள், பசிபிக் கடலுக்கும், தென்கண்டங்களுக்குமிடையே ஏற்படக்கூடிய வெப்ப மாற்றங்களுக்கு இடையூறாக இருப்பதன் விளைவாக, கோடையில் கண்டத்தின் குறைந்த அழுத்தங்கள்,

கண்டங்களின் கிழக்குப் பகுதியிலும் வெப்பமான பாலைவனப் புரப்புகளிலும், தெற்கிலுள்ள பீடபூமிகளின் மீதும் அமைந்துள்ளன.

ஜனவரி மாதத்தில் (படம் 3—8) பூமத்தியரேகைக் குறைந்த அமுக்க மண்டலம், பூமத்தியரேகைக்குத் தெற்கே அமைந்துள்ளது. இக்குறைந்த அமுக்கப் பிரதேசத்தினுள் காணப்படும் குறைந்த அளவு அமுக்க மையங்கள் தென் கோளார்த்தத்தில் கோடையாக இருக்கும்போது, முக்கியமாக வெப்பமாயுள்ள ஆஸ்திரேலியா, தென் அமெரிக்கா, தென் ஆப்பிரிக்கா ஆகிய கண்டங்களுடன் இணங்கியுள்ளன. தென் கோளார்த்தத்தில் உபஅயன மண்டல அதிக அமுக்கம் அறையறையான அமைப்பைக் கொண்டுள்ளது. இவ்வமுக்கம் பசிபிக், அட்லாண்டிக், இந்து மாகடல்களின் மீது நிலவுகிறது. வடகோளார்த்தத்தில் உபஅயன மண்டல அதிக அமுக்கம் வடக்கே தொடர்க்குன்று போல ஏறக்குறைய தொடர்ச்சியாகக் காணப்படுகிறது. இதில் பசிபிக், அட்லாண்டிக் கடல்களின்மேல் பலவீன மையங்களும், அதைவிட அதிக அமுக்கத்தை உடைய மையங்கள், வட அமெரிக்கா ஆசிய கண்டங்களின்மீதும் காணப்படுகின்றன. மத்திய கிழக்கு யூரேசியாக் கண்டப் பகுதியில் காணப்படும் அதிக அமுக்கம் நன்கு அமைந்திருப்பதற்குக் காரணம் அப்பெரிய நிலப்பகுதி அதிக அளவில் குளிர்ந்திருப்பதாகும். ஆனால் வட அமெரிக்கா யூரேசியாவை விடச் சிறிய கண்டமாயிருப்பதால் அங்கு நிலவும் அதிக அமுக்க மையங்கள் தளர்ந்துள்ளன. உப துருவக் குறைந்த அமுக்கப் பிரதேசம், தென்கோளார்த்தத்தில் ஆழமாயும், தொடர்ச்சியாயுமுள்ளது. வடகோளார்த்தத்தில் தனித்தனியே உள்ள குறைந்த அமுக்க அறைகள் (Cells) உப துருவ அட்சரேகையில் வடஅட்லாண்டிக், வடபசிபிக் ஆகிய பிரதேசங்களில் காணப்படுகின்றன. இவைகள் முறையே ஐஸ்லாண்டிக் குறைந்த அமுக்கம் என்றும், அலூசியன் குறைந்த அமுக்கம் என்றும் அறியப்படுகின்றன.

ஜூலை அமுக்கப் படத்தில் பூமத்தியரேகை குறைந்த அமுக்க மண்டலம், வடகோளார்த்தத்தில் பூமத்திய ரேகைக்கு வடக்கே முக்கியமாக அங்குள்ள நிலப்பகுதிகளில் காணப்படுகிறது. வெப்பத்தினாலுண்டான குறைந்த அமுக்கங்கள் தென்மேற்கு அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளிலும், இந்தியா, ஆசியாமைனர், வட ஆப்பிரிக்கா ஆகிய பகுதிகளிலும் காணப்படுகின்றன. வடகோளார்த்தத்தில் உபஅயன அதிக அமுக்க மண்டலம், அந்த அட்சரேகையிலுள்ள வட அட்லாண்டிக், வட பசிபிக் கடற்பகுதிகளில் நன்கு அமைந்துள்ளது. இவையே அஃசோர்ஸ் - பர்முடா (Azores - Bermuda) அதிக அமுக்கம் என்றும், பசிபிக் அதிக அமுக்கம் என்றும்

அழைக்கப்படுகின்றன. வெம்மைப் படுத்தப்பட்ட கண்டமாகிய ஆசியாவிலும், அதைவிடச் சற்றுக் குறைந்த வெப்பத்தையுடைய தென்மேற்கு வட அமெரிக்காவிலும், வெப்பத்தின் விளைவாக ஏற்பட்ட குறைந்த அழுத்த மையங்கள் காணப்படுகின்றன. இவை வடகோளார்த்தத்தில், உபஅயன மண்டல அதிக அழுத்தத் தொகுதி நடுநடுவே தடுக்கப்படுவதின் விளைவாக, மேற்சொன்ன அதிக அழுத்தம் தொடர்ச்சியாக உள்ள அழுத்த மண்டலமாக இல்லாமல், வெவ்வேறானதும் கடலின்மேல் காணப்படுவதுமான இரண்டு அறைகள் வடிவில் உள்ளன. தென்கோளார்த்தத்தில் இவ்வுபஅயன மண்டல அதிக அழுத்தம், ஜனவரியில் இருந்ததைவிட, ஏறக்குறைய தொடர்ச்சியாக உள்ளது. இவ்வழுத்த மண்டலம், தென் கோளார்த்தத்தில் கண்டங்களின்மீது, மிகக் குறைந்த அளவில்தான் காணப்படுகிறது. ஏனெனில் இங்கு மேல் அட்சரேகைகளில் நிலப்பகுதி மிகக் குறைவாக உள்ளது. ஆஸ்திரேலியாவில் மட்டும் ஒரு தனித்த அதிக அழுத்தத் தொகுதி காணப்படுகிறது. தென் கோளார்த்தத்தில் உபதுருவக் குறைந்த அழுத்தத் தொகுதி தொடர்ச்சியாயும், ஆழமாயும் உள்ளது. ஆனால் வடகோளார்த்தத்தில், கடல் பரப்புகளில் மிகவும் தளர்ந்த குறைந்த அழுத்தங்கள் நிலவுகின்றன.

வெவ்வேறு தீர்க்கரேகைகளில் கடல் மட்டத்திற்குக் குறைக்கப்பட்ட, பருவகால அழுத்தப் பரவலைப் பார்க்கும்போது, குளிர் காலமாக இருக்கும் கோளார்த்தத்தில், அழுத்த நிலைச்சரிவு பொதுவாக அதிகமாயிருப்பதும், இதன் விளைவாக வளிமண்டலத்தின் சுழற்சி சக்தி வாய்ந்ததாயிருப்பதும் தெரிகிறது. தென்கோளார்த்தத்தில் உபதுருவக் குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசத்தை வட கோளார்த்தத்தில் இதை யொத்த பகுதியோடு ஒப்பிட்டுப் பார்க்கும்போது, இதன் ஆழமும், தொடர்ச்சியும் தெளிவாகத் தெரிகிறது. தீர்க்கரேகைக் குறுக்கு வெட்டுத் தோற்றத்தில் காணப்படுவதுபோல், பருவ காலத்துக்கேற்ப அழுத்தத்தில் ஏற்படும் மாறுதலின் விளைவாக, கோடையைக் கொண்ட வெம்மை மிகுந்த கோளார்த்தத்திலிருந்து, குளிர்காலத்தை உடைய தண்மை மிகுந்த கோளார்த்தத்திற்கு சுமார் 2 டிரில்லியன் டன்கள் எடையுள்ள வளிமண்டலம் மாற்றப்படுகிறது.

உயரத்திற்கேற்ப கிடையான அழுத்தப் பரவலில் ஏற்படும் வேறுபாடு

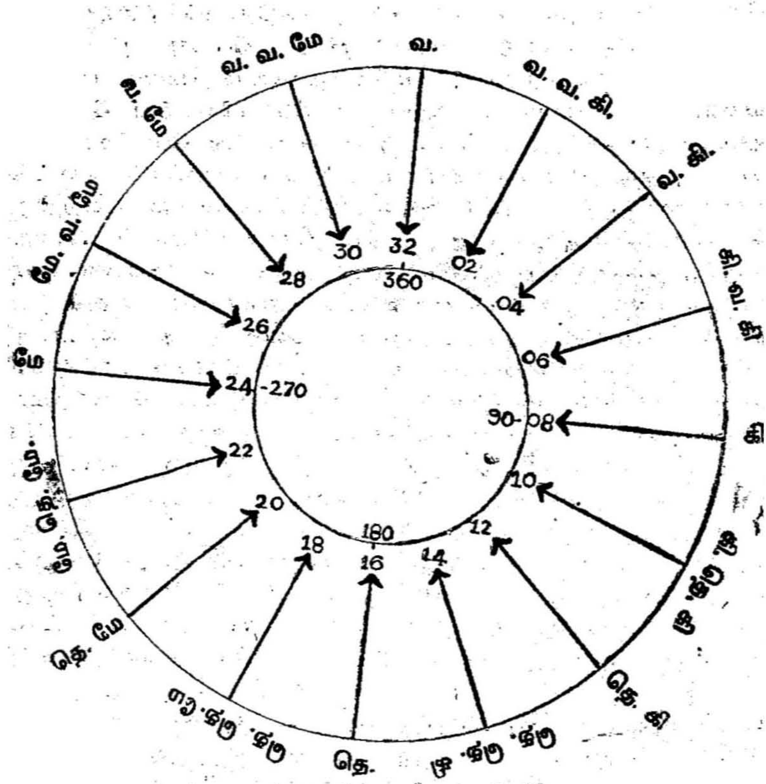
(Change in Horizontal pressure distribution at Higher levels)

மேலே, கொடுக்கப்பட்டுள்ள சராசரி அழுத்தப் பரவல், பூமியின் மேற்பரப்பிற்கு மட்டுமே உரியதாகும். அழுத்தப் பரவல்

மேற்பரப்பிற்கு மேலே, வெவ்வேறு உயரங்களில், வெவ்வேருக உள்ளது. பூமியின் மேற்பரப்பில் காணப்படும் இந்த அழுத்தப் பரவலின் அறையறையான அமைப்பு நடு "ட்ரோபோபாஸ்" வரையில் மேலே செல்லச் செல்லப் படிப்படியாக தெளிவற்றதாகி நடு ட்ரோபோஸ்பியரில் அதாவது 700 மீட்டர் உயரத்தில் மிகவும் மங்கலாகக் காணப்படுகிறது. பூமியின் மேற்பரப்பில் காணப்படும் அழுத்தப் பரவலுக்கும், மேல் மட்டங்களில் காணப்படும் அழுத்தப் பரவலுக்கும் இடையே உள்ள வேறுபாடுகள் வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சியின் கொள்கையில் (Theory of general circulation of the atmosphere) அதிகப் பங்கு கொண்டுள்ளன. பூமியின் மேற்பரப்பிலிருந்து, அதிக உயரத்திற்குச் செல்லச்செல்ல, வழக்கத்திற்கு மாருக பூமத்தியரேகையின்மீது அதிக அளவு அழுத்தம் நிலவுவதாகத் தெரிகிறது. அதிக அழுத்த மண்டலம், பூமத்திய ரேகைக்கு வடக்கிலும், தெற்கிலும் 30° யிலிருந்து 40° வரையுள்ள அட்சரேகைப் பிரதேசத்தில் மறைந்து போகிறது. வடகோளார்த்தத்தின் ஜனவரி மாதச் சம அழுத்தக் கோட்டுப் படத்தில், சுமார் 10,000 அடி உயரத்தில் துருவத்தைச் சுற்றி ஒரு பெரிய குறைந்த அழுத்தம் உள்ளது என்று தெரிகிறது. அதிக அளவு அழுத்தம் பூமத்தியரேகைக்கருகிலிருந்து வடக்கு நோக்கியும் தெற்கு நோக்கியும் குறைந்து காணப்படுகிறது. நடு அட்சரேகைகளில் விரைவான அழுத்த வேறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன. ஜூலை மாதச் சம அழுத்தக் கோட்டுப் படத்தில் மேற்சொன்ன அதே உயரங்களில் அழுத்தப் பரவல் முற்றிலும் மாறுபட்டுள்ளது. வடகோளார்த்தத்தில் சம அழுத்தக் கோடுகள் ஒன்றுக்கொன்று அதிக அளவில் விலகி அமைந்திருப்பதால் அழுத்த நிலைச்சரிவுகள் தளர்ந்து காணப்படுகின்றன. அழுத்தத் தொகுதி வடக்கு நோக்கிப் பெயர்ச்சியடைவதாகத் தெரிகிறது. ஜூலை மாதத்தில், கீழ் அட்சரேகைகளில் அதிக அழுத்த மண்டலம் ஒன்று காணப்படுகிறது. பூமத்தியரேகைக்கு அருகிலிருப்பதைக் காட்டிலும் 20° முதல் 30° வரையுள்ள அட்சரேகைப் பிரதேசத்தில் அழுத்தம் சிறிது அதிகமாக உள்ளது.

காற்று: வெப்ப தட்பநிலையில், காற்று ஒரு முக்கியமான அம்சம் என்றும், மறைமுகமான மூலம் என்றும், அதன் இரண்டாம் இயலின் முற்பகுதியில் விவரிக்கப்பட்டது. காற்று என்பது இயக்க ஆற்றலைக் கொண்ட (Kinetic Energy) வளிப்பகுதியாகும். வளிமண்டலத்தின் பெரும்பான்மையான இயங்கும் சக்தி பூமியின் மேல் இயங்கும் பெரிய காற்றோட்டமேயாகும். காற்று, எப்பொழுதும் நிலையாக புவி ஈர்ப்புத் தன்மைக்கு இலக்காவதால் அது கீழ்நோக்கி இயங்கும் சக்தி வாய்ந்தது. இந்தக் கீழ்நோக்கிய

இயக்கம் எதிரிடையான விசையினுல் தடுக்கப்படாத வரையில் தொடர்ந்து காணப்படுகிறது. இவ்வாறு சேமித்து வைக்கப்பட்ட சக்திக்கு, நிலைச்சக்தி (Potential Energy) என்று பெயர். காற்றின் இயக்கம் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கருகில் காணப்படுவதுடன், அதற்கு இணையாகவும் உள்ளது. செங்குத்தான காற்றியக்கங்கள் காற்ருேட்டங்கள் (Air currents) என்று அழைக்கப்படுகின்றன. ஒரு வளிப்பகுதி செங்குத்தாகவும் அதே சமயத்தில் கிடையாகவும் இயங்கினுல் அது மேல்நோக்கி எழும்பும் காற்ருேட்டங்கள் (Air currents) என்று குறிப்பிடப்படுகின்றனவே தவிர,

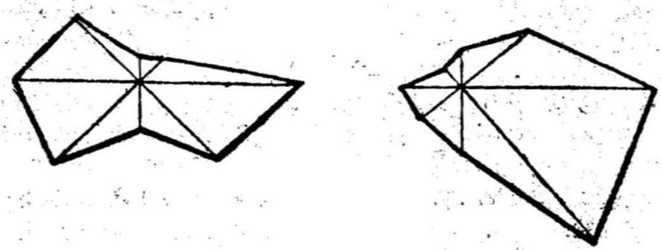


படம் 3—9. காற்றின் திசைகள்.

மேல் எழும்பும் காற்று (Wind) என்று குறிப்பிடப்படுவதில்லை. காற்றைப்பற்றிப் படிக்கும்போது இரண்டு செய்திகளைக் கருத வேண்டியிருக்கிறது. (1) காற்று வீசும் திசை (2) காற்றின் வேகமும விசையும்.

காற்றடிக்கும் திசை: (Direction) காற்று எந்தத் திசையிலிருந்து வீசுகிறதோ அதைத்தான் காற்று வீசும் திசை (Wind direction) என்று சொல்கிறோம். இதைக்கொண்டே காற்று பெயரிடப்படுகிறது. (படம் 3—9). எடுத்துக்காட்டு: தெற்கிலிருந்து வடக்கு நோக்கி வீசும் காற்றை "தென் திசைக் காற்று" (South wind) என்றும், வடக்கிலிருந்து தெற்கு நோக்கி வீசும் காற்றை "வட திசைக் காற்று" (North wind) என்றும் அழைக்கிறோம். காற்று எத்திசையிலிருந்து வீசுகிறதோ, அத்திசைக்குக் "காற்று வரவுப் பக்கம்" (Wind-ward) என்றும், எத்திசையை நோக்கி வீசுகிறதோ, அத்திசைக்குக் "காற்றுப் போக்குப் பக்கம்" (Lee ward) என்றும் பெயர். காற்று வரவுப் பக்கத்தில் உள்ள கடற்கரையில் காற்று எப்பொழுதும் கரையை நோக்கியும் (On shore) காற்றுப் போக்குப் பக்கத்திலுள்ள கடற்கரையில் கரையிலிருந்தும் (Off shore) வீசுகிறது. காற்று ஒரே திசையிலிருந்து அடிக்கடி வீசினால், அதற்கு நடப்புக்காற்று (Prevailing wind) என்று பெயர். ஒரு குறித்த நேரத்திற்கு, விசேஷமாகப் பகல் வேளையில் சாதாரணமாகக் காற்றின் திசை நிலைத்திருப்பது மிகவும் அரிது. பொதுவாகக் காற்று பகற்பொழுதில் நீண்ட நேரம் ஒரே திசையிலிருந்து நிலைத்து வீசுவதில்லை. அது தன் சராசரி நிலையிலிருந்து மாறிமாறி வீசுகிறது. சாதாரணமாகத் திசைகள் எல்லாம், 16 திசைகள் குறிக்கப்பட்ட திசையறி கருவியிலிருந்து அறியப்படுகின்றன. கடற்பரப்பில் காற்று நிலைத்து வீசுவதால் அக்காற்றின் திசையைத் திசையறி கருவியைக் கொண்டு பெரும்பாலும் திட்டமாக 32 திசைகள் வரையில் குறிப்பதற்கு முடிகிறது (படம் 3—9). எல்லாத் திசைகளும் பூகோள வடக்குத் திசையி (Geographic North) லிருந்து வலமாகக் குறிக்கப்படுகின்றனவே அன்றி, காந்த வடக்குத் திசையி (Magnetic North) லிருந்து குறிக்கப்படுவதில்லை. ஏனெனில், காந்த வடக்கு, இடத்திற்கு இடம், காலத்திற்குக் காலம் பூகோள வட திசையிலிருந்து மாறுபடுகிறது. திசைகள் வலஞ்சுழியாக (Clockwise) அளக்கப்படுவதுடன், அந்த அளவு டிகிரிகளில் குறிக்கப்படுகிறது. எடுத்துக்காட்டு: கிழக்கிலிருந்து வீசும் காற்றின் திசை (கீழ்க் காற்று) 90° என்று குறிக்கப்பட்டுள்ளது. காற்றின் திசை வலஞ்சுழியாக மாறினால் காற்றுத் திருப்பம் அல்லது விலகல் (Veer) என்றும், இடஞ்சுழியாக மாறினால் காற்றுப் பின்னீடு (Back) என்றும் சொல்லப்படுகிறது. இவ்விதமாகத் தென்திசைக் காற்றானது திருப்பம் ஏற்பட்டு தென் மேற்குக் காற்றாக மாறுகிறது. அல்லது பின்னிடும்போது தென் கிழக்குக் காற்றாக மாறுகிறது. காற்றுத் திசைகாட்டி என்பது காற்று வீசும் திசையைக் காட்டும் கருவியாகும். இக்கருவியைத் தடையேதும் இல்லாத உயரமான வெளி இடத்தில் அமைக்க

வேண்டும். வெப்பநிலை, அழுத்தநிலை ஆகியவற்றின் சராசரியைக் குறிப்பதுபோலவே, காற்றின் விசையை எண்களைக்கொண்டு குறிப்பதால் அதனுடைய சராசரி விசை மதிப்பு, காற்றின் விசை எண்களைக் கொண்டு குறிக்கப்படுகிறது. காற்றின் திசையை எந்நேரத்திலும் அறிய உபயோகப்படுத்தப்படும் கருவி காற்று வேன் (Wind wane) என்று அழைக்கப்படுகிறது. அதைச்சரியாக, தடையேதுமில்லாத இடத்தில் வைக்க வேண்டும். ஒரு குறிப்பிட்ட கால அளவிற்கு, காற்றுத் திசையின் அலைவெண்ணைக் (Frequency) காட்டுவதற்குக் காற்றுப் படங்கள் வரையப்படுகின்றன (படம் 8—10).



படம் 8—10. காற்றுப் படம்.

காற்றின் விசை அல்லது வேகம் : (Velocity or force of the wind)–காற்றின் வேகம் உயரத்திற்கேற்ப மாறுபடுகிறது. தாழ்ந்த உயரங்களில தரை மட்டத்திற்கருகில் காற்றின் விசை துரிதமாக மாறுபடுகிறது. காற்று ஒரே சீரான விசையுடன் எப்பொழுதும் வீசுவதில்லை. மேலும் அது வீசும் திசையும் மாறுபடுகிறது. பூமியின் மேற்பரப்பில் காணப்படும் ஏற்றத்தாழ்வுகள் பூமிக்கருகில் வீசும் காற்று திசைமாறி வீசுவதற்குக் காரணமாயுள்ளன. அதனால் சுழல்கள் (Irregular eddies) உண்டாகின்றன. வெப்பச் சலனக் காற்றோட்டங்கள் மேற் சொன்ன சுழல்களை அதிகரிக்கச் செய்கின்றன. ஈரம், வெப்பம், தூசி ஆகியவற்றை உயரத்தில் எடுத்துச் செல்வதற்கு மேற்சொன்ன வெப்பச் சலனக் காற்றோட்டங்கள் இன்றியமையாதவையாயுள்ளன. பல்வேறு பொருள்களின் மீது வீசும் காற்றின் விளைவைப் பொறுத்து காற்றின் விசை சுமாராக அறியப்படுகிறது. காற்றின் விளைவுக்கும், அதன் விசைக்கும் உள்ள தொடர்பைக் காட்டும் திட்டத்தை முதல் முதலில் 1806 ஆம் ஆண்டில் அட்மிரல் பீஃபோர்ட் (Admiral Beaufort) என்பவர் கண்டு பிடித்தார். காற்றின் விசையைக் குறிக்கும் அளவுத் திட்டத்திற்கு பீஃபோர்ட் அளவுத் திட்டம்

(Beaufort scale) என்று பெயர். பல தேசங்களில், விசைகளைப் பொறுத்து, மிகச் சிறிய வேறுபாடு காணப்பட்ட போதிலும், பீஃபோர்ட் அளவுத் திட்டமே எங்கும் பழக்கத்தில் இருந்து வருகிறது. பின்வரும் அட்டவணை, இந்த அளவுத் திட்டத்தைக் காட்டுகிறது.

பீஃபோர்டின் காலத்திலிருந்து பல அளவுத் திட்டங்கள் கண்டுபிடிக்கப்பட்டன. தற்காலத்தில் காற்றின் விசையை அளப்பதற்கு அநேகக் கருவிகள் பழக்கத்தில் உள்ளன. பீஃபோர்ட் அளவுத் திட்டம் இப்பொழுது உபயோகத்திலிருந்த போதிலும் கூட, அநேக காரியங்களுக்காக, குறிப்பிட்ட உயரத்தில், காற்றின் விசையானது ஒரு மணிக்கு இவ்வளவு மைல்கள் என்றோ, ஒரு நொடிக்கு இத்தனை மீட்டர்கள் என்றோ குறிக்கப்படுகிறது. காற்றின் விசையை அளப்பதற்குக் காற்றுமானி (Anemometer) என்னும் கருவி உபயோகிக்கப்படுகிறது.

காற்றின் திசையிலும் விசையிலும் ஏற்படும் அன்றாட மாறுபாடு

(Diurnal variation of wind velocity and direction)

பூமியின் நிலப்பரப்பின்மீது காற்றின் விசையில் ஏற்படும் மாறுபாடு, பகல்வேளையில் நன்கு தெரிகிறது. காற்றின் விசை, எண்களைக் கொண்டு குறிக்கப்படுகிறது. அதன் சராசரி விசையளவும், வெப்பநிலை, அழுத்த நிலை ஆகியவற்றின் சராசரியைக் குறிப்பதுபோலவே எண்களைக் கொண்டு குறிக்கப்படுகிறது. கோடைக் காலமாயினும், குளிர் காலமாயினும் அதிக விசையுடன் காற்று வீசும் நேரம் நண்பகலுக்கும், மாலை நாலு மணிக்கும் இடையிலுள்ள காலமாகும். கோடையில் சூரியோதயத்தின்போது வளிமண்டலம் நிலையாக இருக்கையில் காற்று குறைந்த விசையுடன் வீசுகிறது. இந்த நேரம் குறைந்த வெப்பநிலை நிலவும் நேரத்தோடு இணங்குகிறது. குளிர் காலத்தில் காற்றின் குறைந்த விசை, சூரிய உதயத்திற்கு 3 அல்லது 4 மணி நேரத்திற்கு முன் ஏற்படுகிறது. விசையில் ஏற்படும் இம்மாறுபாட்டிற்குக் காரணம் வெப்பச் சலனத்திலும் காணப்படுகிறது. குளிர்ந்த காற்று, மேலெழும்பும் வெம்மையான காற்றின் இடத்தை வந்தடைவதன் பொருட்டு, மேலிருந்து கீழிறங்கும்போது, மேற்படுகைக்கு அதிக விசையுடன் வருகிறது. இதன் காரணமாக வெப்பச்சலனம் நடைபெறும் வரையில், காற்றின் விசை அதிகரிக்கிறது. வெப்பச் சலனம் படிப்படியாகக் குறையும்போது, காற்றின் இயக்கம், உராய்வின் (Friction) மூலமாகக் குறைவுபடுகிறது. நிர்மலமான

அட்டவணை 3—1

Beaufort Number பீஃபோர்டின் எண்	Beaufort descriptive Term பீஃபோர்டின் விளக்கச் சொல்	Land Criteria நில அறிகுறி	Velocity (miles per hour) வேகம்—மணிக்கு மைல்கள்
0	அமைதி	அமைதி, புகை மேல்நோக்கிச் செங்குத்தாக எழும்புகிறது.	ஒன்றுக்கும் குறைவு.
1	இலேசான காற்று	புகை மிதப்பினுல், காற்றின் திசை காண்பிக்கப்படுகிறதே யன்றி, காற்றுத் திசைகாட்டியினுல் அல்ல.	ஒன்றிலிருந்து மூன்றுவரை
2	இளங்காற்று (Breeze)	முகத்தில் காற்று வீச்சு உணரப்படுகிறது. இலைகள் சரசரக்கின்றன. சாதாரணத் திசை காட்டி காற்றினுல் அசைக்கப்படுகிறது.	நான்குமுதல் ஏழுவரை
3	மிருதுவான காற்று (Gentle Breeze)	இலைகளும், சிறிய கிளைகளும் நிலையாகத் தொடர்ந்து அசைகின்றன. காற்று லேசாகப் படர்ந்து காணப்படுகிறது.	எட்டு முதல் பன்னிரண்டு வரை.
4	மிதமான காற்று	தூசியையும், துண்டுக் காகிதங்களையும் மேலெழுப்புகிறது. சிறிய கிளைகள் அசைக்கப்படுகின்றன.	பதின்மூன்று முதல் பதினெட்டுவரை
5	குளிர்ந்த காற்று (Fresh)	இலைகளுடன் கூடிய சிறிய மரங்கள் அசைகின்றன. உள்நாட்டு நீர்ப்பரப்புகளில் சிகரத்துடன் (Crest) கூடிய சிற்றலைகள் உண்டாகின்றன.	பத்தொன்பது முதல் இருபத்து நான்கு வரை.

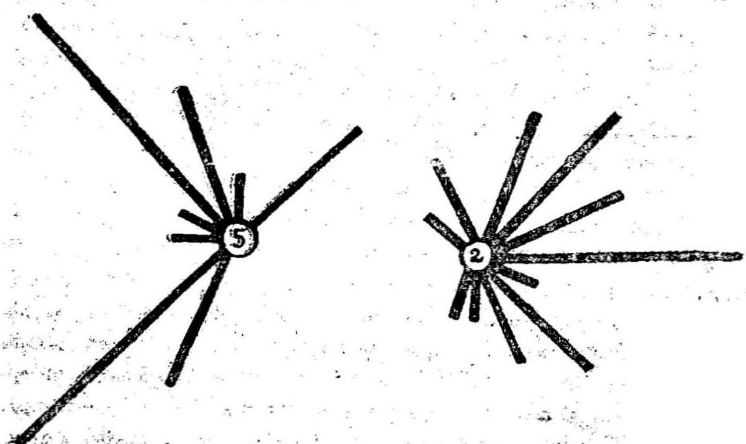
அட்டவணை 3—1 (தொடர்ச்சி)

Beaufort Number பீஃபோர்டின் எண்	Beaufort descriptive Term பீஃபோர்டின் விளக்கச் சொல்	Land Criteria நில அறிகுறி	Velocity (miles per hour) வேகம்—மணிக்கு மைல்கள்
6	வல்லமை மிகுந்த இளங்காற்று	பெரிய கிளைகள் அசைகின்றன. தந்திக்கம்பிகளின் உராய்வினால் ஊதும் சப்தம் (Whistling) கேட்கிறது இச்சமயத்தில் குடைகளை உபயோகிப்பது கடினம்.	இருபத்தைந்து முதல் முப்பத்து ஒன்று வரை.
7	மிதமான கடுங் காற்று (gale)	எல்லா மரங்களும் அசைகின்றன. காற்றை எதிர்த்து நடப்பது கடினம்.	முப்பத்திரண்டு முதல் முப்பத் தெட்டு வரை,
8	குளிர்ந்த கடுங் காற்று (Fresh gale)	மரங்களின் சிறிய கிளைகள் முறிக்கப்படுகின்றன. பொதுவாக முன்னேற்றம் தடைப்படுகிறது.	முப்பத்தொன்பது முதல் நாற்பற் தாறு வரை.
9	வலிமை மிகுந்த கடுங்காற்று	கட்டிடங்களுக்கு லேசான சேதம் விளைகிறது.	நாற்பத்தேழு முதல் ஐம்பத்துநான்கு வரை.
10	முழு வல்லமை பொருந்திய கடுங்காற்று	உள்நாட்டுப் பகுதிகளில் நிலவுவது அரிது. மரங்கள் அடியோடு பெயர்க்கப்படுகின்றன. கட்டிடங்களுக்கு அதிக அளவில் சேதம் விளைகிறது.	ஐம்பத்தைந்து முதல் அறுபத்து மூன்று வரை.
11	சூறாவளி	ஏற்படுவது மிக அரிது, இதனால் ஏற்படும் சேதம் மிக அதிகம்.	அறுபத்துநான்கு முதல் எழுபத்து ஐந்து வரை.
12	புயல் காற்று (Hurricane)	—	எழுபத்துஐந்திற்கு மேல் உள்ளது.

ஆகாயம் உள்ள இரவு நேரத்தில், கதிர்வீசல் துரிதமாக நடை பெறும் சமயத்தில், வெப்பச்சலனம் பூமியின் மேற்பரப்பில் அறவே நின்றுவிடுகிறது. இதனால் காற்றின் விசை மிகவும் குறைக்கப் படுவதுடன் அடிக்கடி அமைதி நிலவுகிறது. பகல் வேளையில் வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப்படுகையில் காற்று அதிக விசையுடனும் மேற்படுகையில் குறைந்த விசையுடனும் வீசுகிறது. ஆனல் இரவில் இதற்கு நேர்மாருக இருக்கிறது. இரவிலிருந்து பகல் நேரத்திற்கு, நன்கு காணப்படும் காற்றின் விசைக் குறைவானது. 990 அடி உயர்முள்ள ஈஃபெல் கோபுரத்தின் (Eiffel tower) உச்சியில் நன்கு குறிக்கப்படுகிறது.

பூமிக்கருகில் காற்றின் விசையை அதிகரிக்கவோ, குறைக் கவோ, செய்யும் அதே காரணங்களே உயரத்தில் நிலவும் காற்றின் விசையில் ஏற்படும் மாறுபாட்டிற்கும் காரணங்களாக உள்ளன. ஆனல் இது வேறுபட்ட நேரங்களில் நடைபெறுகிறது. மேற் படுகைகளில் ஒரு குறித்த நேரத்தில் காற்றின் விசை அதிகரித்துக் கொண்டே போகும்போது பூமியின் மேற்பரப்பில் அதன் விசை குறைகிறது. ஏனெனில் காற்ருனது, பூமியினல் கதிர் வீசப்படும் அதிக அலைநீளங்களைக் கொண்ட அலைகளை ஈர்ப்பதால் மேற் படுகையின் வெப்பநிலை அதிகரிக்கிறது. இச்சமயத்தில் பூமியின் மேற்பரப்பில் வெப்பநிலையில் ஏற்றம் நின்றுவிடுகிறது. வெப்பச் சலனம் தொடர்ந்து நடைபெறுவதால், வளிமண்டலத்தின் மேற் படுகையின் கீழ்ப்பகுதியில், காற்றின் விசை, மாலை நேரங்களின் பிற்பகுதியிலோ, இரவு வேளையிலோ அதிகரிக்கிறது. நண்பகல் நேரங்களில் காற்றின் விசை குறைந்த அளவில் உள்ளது. இவற் றின் விளைவு, வெப்பச்சலனம் ஊடுருவிச் செல்லும் உயரம் வரை காணப்படுகிறது. நீடு அட்சரேகைகளில் காற்று வியாப்தியிலும், நாள்தோறும் அவ்வப்பொழுது ஏற்படும் வேகத்திலும், பருவத் திற்குப் பருவம் மாறுபாடு காணப்படுகிறது. மேலும் இட விவர நிலைகளிலும், அதிக வேறுபாடுகள் உள்ளன. கடற்கரையோரங் களிலும், ஏரிக்கரையிலும், காற்றின் விசையிலேற்படும் தினசரி மாறுபாடானது, நிலக்காற்று, கடல்காற்று இவைகளின் தோற் றத்தினல் அதிகப்படுத்தப்படுகிறது. ஆனல் இதன் விளைவு ஏறக் குறைய நிலப்பரப்புகளையே ஒத்திருக்கிறது. கரடுமுரடான நிலத் தோற்றங் கொண்ட பிரதேசங்களில் காற்றின் அன்ருட மாறு பாடு சிக்கலாக உள்ளது. இந்தச் சிக்கலானது, பள்ளத்தாக்குக் காற்றைவிட அதிக வல்லமை வாய்ந்ததும், இரவிலுண்டாவது மான புவி ஈர்ப்பால் உண்டாகும் மலைக்காற்றினல் அதிகமாக்கப் படுவதோடு, சமவெளிப் பிரதேசங்களில் ஏற்படும் வேறுபாட்டிற்கு எதிரிடையான வேறுபாட்டை ஏற்படுத்துகிறது. மேற்சொன்ன

தலக்காற்றின் விளைவுகளைப் பற்றி, அடுத்து வரும் இயலில் விரிவாக விளக்கப்பட்டிருக்கிறது. கடற்பரப்பிலிருப்பதைவிட நிலப் பரப்பின்மேல் அன்றாட மாறுபாடு அதிகமாயுள்ளது. உண்மையில், கடற்பரப்பில் வெப்பநிலையில் காணப்படும் மிகச் சிறிய மாறுபாட்டிலிருந்து, காற்றில் சிறப்பான மாறுபாடு எதுவும் ஏற்படுவதில்லை என்று தெரிகிறது. ஒருவேளை இது நடு அட்சரேகைப் பிரதேசங்களுக்குப் பொருந்தலாம். அயனமண்டலக் கடற்பரப்புகளில், அழுத்தத்தின் வியாப்தியில் ஏற்படும் அன்றாட மாறுபாடுகள் அதிகமாக இருப்பதால், இதையடுத்துக் காற்றிலும் அதிக அளவில் மாறுபாடு ஏற்படலாம் என்று கருதப்படுகிறது. கடற்பரப்புகளில் இவ்விஷயத்தைப் பற்றிய எடுகோள்கள் அதிகமில்லாததினால், அன்றாட மாறுபாட்டைப் பற்றித் திட்டமான தீர்மானம் எதுவும் செய்யப்படவில்லை. இம் மாறுபாடு கோடைக் காலத்தைவிட, குளிர்காலத்தில் குறைவாகவும், மேக மூட்டமில்லாத வானிலை நிலவும் போதிருப்பதைவிட, மேக மூட்டமாக இருக்கும்போது குறைவாகவுமுள்ளது இதற்குக் காரணம் மேகமூட்டமாயிருக்கும் குளிர்காலத்தைவிட, நிர்மலமான வானிலை நிலவும் கோடையில் வெப்பச் சலனம் அதிகமாயிருப்பதேயாகும். பொதுவாகக் காற்றின் திசையை எடுத்துக்கொண்டால், அன்றாடம் ஏற்படும் காற்றின் திசையின் மாறுபாடுகள், அங்குக் காணப்படும் தல நிலைமைகளோடு கடற்காற்று, நிலக்காற்று, மலைக்காற்று, பள்ளத் தாக்குக் காற்று ஆகிய இவைகளும் சேர்ந்து பாதிப்பதால் அதி



காலை 8—30 மாலை 5—30

படம் 3—11 சென்னையில் காற்றின் திசை—அக்டோபர்

கரித்துக் காணப்படுகின்றன (படம் 3—11). பொதுவாக இது நில. கடல் காற்று நிலவும் அயனமண்டலப் பகுதிகளிலும் மலை, பள்ளத்தாக்குக் காற்று நிலவும் பகுதிகளிலும் காணப்படுகிறது. பூமியின் மேற்பரப்பில் காற்றின் விசை அதிகரிப்பதாலும், வெப்பச் சலனம் ஏற்படுவதாலும், மேல் காற்று கீழ் நோக்கி வீசும்போது, வடகோளார்த்தத்தில் காற்றின் சிறிய அளவில் விலக்கமும் (Veer), தென்கோளார்த்தத்தில் பின்னடைவும் உண்டாகின்றன. கதிரவனது பெயர்ச்சியைப் பின்பற்றி, காற்று கிரமமாக நாளுக்கு நாள் கிழக்கிலிருந்து மேற்குத் திசைக்கு மாறுபடுவதை "காற்றுப் பெயர்ச்சி" (Wind shift) என்று ஹம்ஃபரி (Humphrey) குறிப் பிடுகிறார். ஆனால் இந்நிலை உண்மையில் காணப்படுவதில்லை. காற்றானது கிழக்கிலிருந்து மேற்குக்கும், பின்பு வடக்கு நோக்கியும், மறுபடியும் கிழக்கு நோக்கியும் விலகுகிறது என்று லாண்ட்ஸ் பெர்க் (Landsberg) என்பவர் குறிப்பிடுகிறார். பொதுவாகக் காற்றானது அதிக வெம்மையாயுள்ள பிரதேசங்களை நோக்கி வீசும் தன்மையது என்றும் தெரிகிறது.

திசை விசைகளின் ஆண்டு மாற்றம்

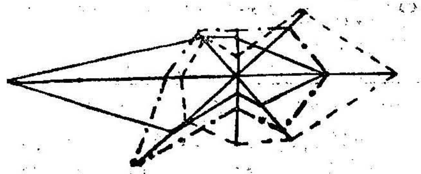
(Annual Variation)

ஆண்டுதோறும் காற்றின் திசையில் ஏற்படும் மாற்றம், பூமியின் மேற்பரப்பில் அழுத்த வியாபனத்திலேற்படும் மாறுபாட் டைப் பொறுத்துள்ளது. இதன் விளைவாக, ஒவ்வொரு இடமும் வித்தியாசப்பட்ட வேறுபாட்டைக் காண்பிக்கக்கூடும். படம் 3—12 இல் காலத்திற்கு ஏற்ப பூமிக்கருகிலும், உயரங்களிலும் காற்றின் திசை எவ்வாறு மாறுபடுகிறது என்பதை அறியலாம்.

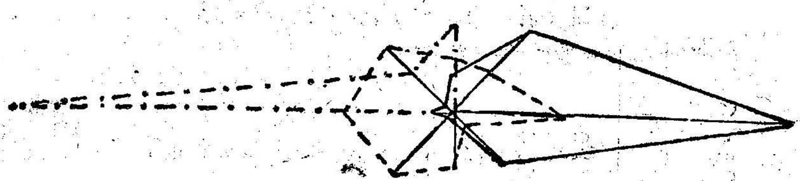
விசையைப் பொறுத்த வரையில் அதன் சராசரி கோடையி லிருப்பதைவிட, குளிர்காலத்தில் அதிகமாயுள்ளது. ஜனவரி மாதத்திலிருந்து மார்ச்சு மாதம் வரை காற்றின் விசை அதிகரிக் கிறது. முக்கியமாக உள்நாட்டுப் பகுதிகளில் காற்றின் விசை அதிகமாயுள்ளது. மார்ச்சு மாதத்திற்குப்பின் ஜூலை மாதம் வரை விசை குறைகிறது. அதற்குப் பின் மறுபடியும் அதிகரிக்கிறது. கீழே கொடுக்கப்பட்டுள்ள அட்டவணை 3—2, காற்றின் விசை காலத்திற்கும், உயரத்திற்கும் ஏற்றவாறு எவ்வாறு வேறுபடுகிறது என்பதைக் காட்டுகிறது.

காற்றின் திசையைக் காட்டும் படம்

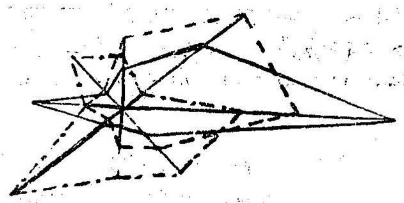
கோடைக்காலம்



பருவக்காற்று காலம்



குளிர்காலம்



தரை மட்டத்தில்
13400′ உயரத்தில்
26000′ உயரத்தில்

படம் 8—12.

காற்றின் திசையைக் காட்டும் படங்கள்.

அட்டவணை 3—2.

பூனு (கடல் மட்டத்திற்கு மேல் 1,800 அடி)

உயரம் (அடிகளில்)	மே	ஜுன்	ஜுலை	ஆகஸ்டு	செப்டம்பர்	அக்டோபர்
0	15·3	16·3	16.9	14·8	11·1	6·3
2,000	19·7	12·8	24·6	22·4	13·4	12·3
3,000	24·6	13·4	27.3	25·8	13·5	12·3
4,000	22·4	12·3	26·4	27·8	12·3	11·9
5,000	18·6	11·0	24·0	28.4	11·2	11 2
7,500	9·0	10·1	15·7	19·0	9·0	10·7
10,000	9·4	11·2	—	5·6	9·9	11·2
12,500	9·9	11·2	—	8·1	10·1	11 2
15,000	10·1	11·2	—	5·8	9·9	11 2
17,500	7·4	13·4	—	8·5	10·7	9 4

ஒரு மணிக்கு காற்றின் விசை மைல்களில் குறிக்கப்பட்டிருக்கின்றது,
(Data—Memoirs of I. M. D. Vol XXI - Part IV.)

அட்டவணை 3—2 (தொடர்ச்சி)

பெங்களூர் (கடல் மட்டத்திற்கு மேல் 3,000 அடி)

உயரம் (அடிகளில்)	மே	ஜூன்	ஜூலை	ஆகஸ்டு	செப்டம்பர்	அக்டோபர்
0	6·3	9·2	9·6	8·3	7·0	4·7
2,000	11·9	22·0	13·4	16·3	15·7	13·2
3,000	11·2	22·0	14·1	15·7	15·7	13·4
4,000	10.1	20·0	14·1	14·8	16·2	13·4
5,000	10.7	19·3	12:5	13·4	15·5	1·43
7,500	13.2	18.6	9·9	10·1	13·4	12·1
10,000	16.4	20·8	10·3	8·1	11·9	10·1
12,500	17·9	17·0	10·1	8·1	11·4	7·8
15.000	15·5	18·6	9·9	7·6	9·9	8·1
17,500	13·4	18 8	9·4	7·6	13.4	13·4

ஒரு மணிக்கு காற்றின் விசை மைல்களில் குறிக்கப்பட்டிருக்கின்றது.

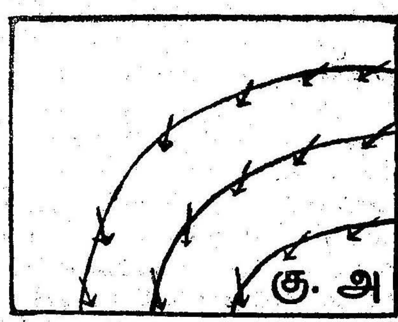
அழுத்தத்திற்கும் காற்றுக்கும் உள்ள தொடர்பும், வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சியும்

Relation of wind to pressure, and General circulation of the atmosphere

பாரமானி காட்டும் அழுத்த ஏற்றமும் தாழ்வும் சாதாரண மக்களுக்கு வானிலை மாறுபடும் என்பதை மட்டும் தெரிவிக்கிறது. வானிலை ஆராய்ச்சியாளருக்கு மேற்சொன்ன அழுத்த ஏற்றமோ தாழ்வோ இன்னும் அநேக செய்திகளை ஆராய்வதற்குப் பயன்படுகின்றன. அழுத்தத்திலேற்படும் மாறுபாடுகளே காற்றின் இயக்கத்திற்குக் காரணமாயிருப்பதோடு, வளிமண்டலச் சுழற்சியின் பகுப்பிற்கும் ஆதாரமாக உள்ளது. வானிலைப் படிப்பினை. சிறப்பாக காற்றுக்கும் அழுத்தத்துக்கும் உள்ள தொடர்பை ஒட்டி உள்ளது என்று சொல்லலாம். அழுத்தத்தில் செங்குத்தாகவும், கிடையாகவும் ஏற்படும் மாறுபாடுகளைப் பற்றியும், இம்மாறுபாடுகளுக்கான காரணத்தைப் பற்றியும், இந்த இயலின் ஆரம்பத்திலேயே படித்தோம். கிடையான அழுத்தத்தின் பரவலைப் பார்க்கும்போது, ஓர் இடத்தில் அதிக அழுத்தமும், மற்றோரிடத்தில் குறைந்த அழுத்தமும் நிலவுவது தெரிகிறது. செங்குத்தான அழுத்தநிலைச் சரிவுகள், அதிக அழுத்தத்திற்கும் குறைந்த அழுத்தத்திற்குமிடையில் ஏற்படுகின்றன என்று முன்னரே பார்த்தோம். இவ்வழுத்தநிலைச் சரிவு விசையே காற்றை அதிக அழுத்தப் பிரதேசங்களிலிருந்து குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசங்களை நோக்கி, அழுத்தநிலைச் சரிவு தளத்தின் மீது இயங்கச் செய்கிறது. இது அழுத்தத்திலேற்படும் ஏற்றத் தாழ்வுகளைச் சரிப்படுத்த இயற்கையின் முயற்சியாகும். இதைத்தவிர கீழ் அட்சரேகைகளிலிருந்து, மேல் அட்சரேகைகளுக்கும், ட்ரோபோஸ்ஃபியரின் கீழ்மட்டத்திலிருந்து அதன் மேல் மட்டத்திற்கு ஏற்படும் வெப்ப மாற்றமும், காற்றின் இயக்கத்தினாலேயே உண்டாகிறது என்று ஏற்கெனவே "வெப்பச் சமநிலை" என்ற பகுதியின் கீழ் படித்தோம்.

காற்றின் திசை, விசை, அவை எவ்வாறு கவனிக்கப்படுகின்றன, அளக்கப்படுகின்றன, மற்றும் அவற்றில் ஏற்படும் தினசரி, வருடாந்திர மாறுபாடுகள் ஆகியவை போன்ற காற்றைப் பற்றிய பொதுவான செய்திகள் ஏற்கெனவே முன் பகுதிகளில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. இப்பொழுது அழுத்தநிலைச் சரிவுகள், காற்றின் திசை, விசை, மற்றும் இதர விஷயங்களைப் பற்றிச் சற்று விவரமாகப் பார்ப்போம்.

இரண்டு இடங்களுக்கிடையில் உள்ள அழுத்த வேறுபாடு களையும், அவற்றின் விளைவாக ஏற்படும் அழுத்தநிலைச் சரிவையும் கண்டுபிடிப்பதற்கு, எல்லா அழுத்த அளவுகளும் கடல் மட்டத்திற்குக் குறைக்கப்படுகின்றன என்று முன்பே சொல்லப் பட்டது. உலக சம அழுத்தப் படங்களில் குறிக்கப்பட்டுள்ள சம அழுத்தக் கோடுகள் யாவும் கடல் மட்ட சம அழுத்தக் கோடு களாகும். மேலும் பெரும்பாலான வானிலைப் படங்களும் கடல்மட்ட சம அழுத்தக் கோடுகளையே பயன்படுத்துகின்றன. காற்று இயங்கும் திசையை நிர்ணயிக்கும் அம்சமாக, அழுத்தநிலைச் சரிவு விசை (Pressure gradient force) ஒன்று மட்டுமே இருக்குமாயின், காற்றின் திசை எப்பொழுதுமே சம அழுத்தக் கோடுகளுக்குச் செங்குத்தாகவே இருக்கவேண்டும். ஆனால், பூமியின் சுழற்சியின் காரணமாக, இதர விசைகளும் சக்திகளும் காற்றின் திசை யைப் பாதிக்கின்றன. இதன் விளைவாக, காற்று அதிக அழுத் தத்திலிருந்து குறைந்த அழுத்தத்தை நோக்கி வீசும்போது சாய்வான பாதையில் செல்வதோடு சம அழுத்தக் கோடுகளைச் செங்கோணத்திலல்லாமல், குறுகிய கோணத்திலேயே குறுக்கிடு கிறது (படம் 3—13). அதிக உயரங்களில் தடைப்படாத வளி மண்டலத்தில், உராய்வு இல்லாததால் இங்கு காற்றின்



படம் 3—13

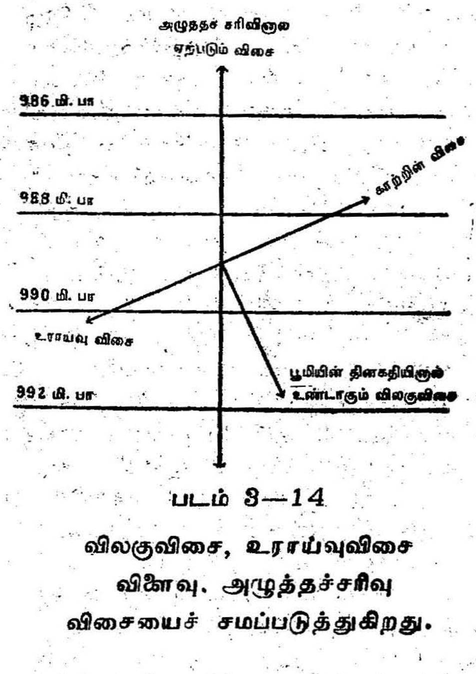
திசையானது சம அழுத்தக் கோடுகளுக்கு இணையாக (Parallel) உள்ளது. பூமத்தியரேகை மண்டலத்திற்கு வெளியில் சுமார் 1,500 முதல் 3,000 அடி வரையுள்ள உயரங்களில், காற்றானது அழுத்த நிலைச் சரிவுகளை ஒத்த விகித சமப்படி (Porportional to the Pressure gradient) ஒரே சமநிலையான வேகத்துடன் பெரும் பாலான நேரங்களில் சம அழுத்தக் கோடுகளுக்கு இணையாக வீசுகிறது. காற்றின் விசை அழுத்தநிலைச் சரிவையும், அழுத்த

நிலை மாறுபடும் விதத்தையும் பொறுத்துள்ளது. சம அழுத்தக் கோடுகள் நெருக்கமாகக் காணப்படும்போது, அழுத்தநிலைச் சரிவு அதிகமாக இருப்பதால், இச்சமயத்தில் காற்றின் விசையும் அதிகமாக உள்ளது. சம அழுத்தக் கோடுகள் விலகிக் காணப் படும்போது, அழுத்த நிலைச் சரிவு மிகக் குறைவாயிருப்பதால், காற்றின் விசையும் தளர்ந்து காணப்படுகின்றது. பரந்த பரப்பு களில் அழுத்த வித்தியாசங்கள் அறவே இல்லாமலோ, மிகச்சிறிய அளவிலோ காணப்பட்டால், அங்கு அமைதி நிலவுகிறது. இது அழுத்தப் படங்களில் சமஅழுத்தக் கோடுகளின் இன்மையால் குறிக்கப்படுகிறது. காற்று வீச்சைத் தண்ணீர் பாய்ச்சலுக்கு ஒரு மாதிரியாக ஒப்பிடலாம். தண்ணீர் பாய்தல் நிலத்தின் சரிவைப் பொறுத்திருப்பதைப் போலவே, காற்று வீசுதலும், காற்றின் வேகமும் அழுத்தநிலைச் சரிவைப் பொறுத்துள்ளது. காற்றின் அடர்த்தி, அட்சரேகை, உராய்வு ஆகிய பலவும் காற்றின் விசையைப் பாதிக்கின்றன என்பது உண்மையே. உராய்வு மட்டத்திற்கு மேல், காற்றுனது சமஅழுத்தக் கோடுகளுக்கு ஏறக்குறைய இணையாக வீசுகிறது. சமஅழுத்தக் கோடுகளுக்கு இடையே (Isobaric channels) நிலவும் இக்காற்றோட்டத்தை நதியில் காணப்படும் நீரோட்டத்திற்கு ஒப்பிடலாம். உயர் காற்றின் வேகம் சமஅழுத்தக் கோடுகளின் இடைவெளிக்கு (Inversely proprotional to the width of the Isobaric channels) எதிர்விகிதத்திலுள்ளது. இரு கோளார்த்தங்களிலும், 2,000 முதல் 3,000 அடி உயரத்தில் காற்றின் விசையானது அதற்குக் கீழ்ப் படுகைகளிலிருக்கும் காற்றின் விசையைப் போல் ஏறக்குறைய இரு மடங்காகும்

சம அழுத்தப் பரப்புகள் (Isobaric surfaces): ஒரு குறிப்பிட்ட பரப்பின்மேல் அழுத்தத்தின் செங்குத்துப் பரவலானது, அழுத்தம் சமமாக உள்ள உயரங்களைக் குறிக்கும் கோடுகளால் காட்டப்படு கிறது. இக்கோடுகள் வளிமண்டலத்தில் சம அழுத்தப் பரப்பு களைக் குறிக்கின்றன. அதாவது ஒரு படுகையிலிருந்து மற்றொரு படுகையைப் பிரிக்கும் உத்தேசமான தளமாகும் (Hypothetical plane). சமஅழுத்தப் பரப்பில், அழுத்தம் எல்லாவிடங்களிலும் சமமாக உள்ளது சில சமயங்களில் இச்சம அழுத்தப் பரப்புகள் பூமியின் கடல் மட்டப் பரப்பிற்கு இணையாக இருக்கும். இந்நிலையில் சம அழுத்தப் பரப்புகள் கிடையாக இருப்பதால், கிடைச் சம அழுத்தநிலைச் சரிவு (Horizontal Isobaric gradient) காணப்படுவதில்லை. இதன் விளைவாகக் காற்று இயக்கமும் உண்டாவதில்லை. ஒரே உயரத்திலுள்ள எல்லா இடங்களிலும் அழுத்தம் சமமாக விருப்பதால் அமைதி நிலவுகிறது.

ஆனால் அடிக்கடி இடத்திற்கு இடம் அழுத்தத்தில் மாறு பாடுகள் காணப்படுகின்றன. இதற்குக் காரணம், பல்வேறு இடங்கள் மாறுபட்ட வீதங்களில் வெம்மையடைவதும், வெப்ப மான காற்று, உயரங்களில், குளிர்ந்த காற்றுப் பிரதேசங்களை நோக்கி வீசும்போது குளிர்ந்த காற்றைப் பெயர்ச்சியடையச் செய்வதும் ஆகும். இதனால் காற்றானது குளிர்ந்த பிரதேசங்களி லிருந்து, வெம்மையான பிரதேசங்களை நோக்கி வீசுகிறது. வெம்மையான பூமியின் மேற்பரப்பிலிருந்து மேலெழும்பும் காற் றோட்டத்தைக் குளிர்ந்த பிரதேசங்களிலிருந்து இப் பிரதேசத்தை நோக்கிக் கீழிறங்கும் இக் காற்று ஈடு செய்கிறது. இதனால் அழுத்த வித்தியாசங்கள் உண்டாகின்றன. முடிவாக அழுத்தப் பரப்புகள் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கு வளைந்தோ, சாய்ந்தோ (Bent or Inclined) காணப்பட்டாலும் ஒன்றுக்கொன்று இணையாக இருக் கிறது (Relatively parallel). இம்மாதிரிச் சமயங்களில் சமஅழுத்தப் பரப்பு பூமியின் மேற்பரப்பை, வரிசையாகக் காணப்படும் கோடு களால் (In a series of lines) வெட்டுகிறது (Intersect). இதில் கோட் டிற்குக் கோடு அழுத்தம் வித்தியாசப்பட்ட போதிலும் ஒவ்வொரு கோட்டின்மீதும் அழுத்தம் நிலையாயிருக்கும். ஆகவே இவை எல்லாம் சமஅழுத்தக் கோடுகளாகும். அதாவது இவை பூமியின் மேற்பரப்பும், சமஅழுத்தப் பரப்புகளும் ஒன்றை ஒன்று வெட்டும் கோடுகளாகும். கிடை வெப்பநிலைச்சரிவு அதிகமாக இருக்கும் போது, சமஅழுத்தப் பரப்பின் சாய்வும் அதிகமாய் இருக்கிறது. இச் சமயத்தில் அழுத்தக் கோடுகள் நெருக்கமாக இருப்பதால், காற்றின் விசையும் அதிகமாயிருக்கிறது. அழுத்தத்தில் ஒரு மில்லிபார் வித்தியாசப்படும் இரு சமஅழுத்தக் கோடுகளுக்கு இடையிலுள்ள தூரம் 60 நாட்டிகல் மைல்களைக் காட்டிலும் (60 Nautical Miles) அதிகமாக இருந்தால், காற்று குறைந்த விசையுடன் வீசுகிறது. மேற்சொன்ன அழுத்த வித்தியாசம் ஒரு மில்லிபாருக்கு அதிகமாயும், ஆனால் 2 மில்லிபாருக்குக் குறைவா யும் இருந்தால், மேற்சொன்ன இடைவெளிகளில் (60 நாட்டிகல் மைல்கள்), மிதமான விசையைக் கொண்ட காற்று காணப்படு கிறது. அழுத்த வித்தியாசம் அதிகரிக்க அதிகரிக்க, காற்றின் விசையும் துரிதமாக அதிகரிக்கிறது. மிகக் குறைந்த அடர்த்தி யையும், பரந்த பரப்பையும் கொண்ட வளிமண்டலத்தில் அழுத் தத்திலேற்படும் மிகச் சிறிய வித்தியாசங்களே காற்றை இயங்கச் செய்யப் போதுமானவையாக உள்ளன. அழுத்தநிலைச் சரிவு விசையொன்று மட்டுமல்லாது, வேறு பல விசைகளும் காற்றின் இயக்கத்தைப் பாதிக்கின்றன என்பதை ஏற்கெனவே பார்த்தோம். காற்று இயங்கும் திசையையும், விசையையும் பாதிக்கும் அம் சங்கள் எவை என்றும், அவை வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்

சியை எவ்வாறு பாதிக்கின்றன என்றும், இப்பொழுது விரிவாகப் பார்ப்போம். இவை பின்வருமாறு: 1. விலகு விசை (Coriolis force or deflective force), 2. அழுத்தநிலைச் சரிவு விசை 3. மையம் விலகு விசை (Centrifugal force), 4. உராய்வு (Friction) ஆகியவையாகும் (படம் 3 – 14).



படம் 3—14

விலகுவிசை, உராய்வுவிசை
விளைவு. அழுத்தச்சரிவு
விசையைச் சமப்படுத்துகிறது.

படம் 3—14. காற்று நிலையாக இயங்கும்போது எவ்வாறு மூன்று விசைகளினுல் பாதிக்கப்பட்டு, மூன்றில் ஒன்ருகிய உராய்வு விசையினுல், அதிக அழுத்தத்திலிருந்து குறைந்த அழுத்தத்தை நோக்கி விலக்கப்படுகிறது என்பதைக் காட்டும் படம்.

பூமி தன் அச்சின்மீது சுழலாதிருக்குமேயாயின், காற்ருனது முன் சொன்னதுபோல அதிக அழுத்தத்திலிருந்து குறைந்த அழுத்தத்தை நோக்கி, அழுத்தநிலைச் சரிவு தளத்தின்மீது எளிய முறையில் வீசும். இது தலக் காற்றுகளின் (Local winds) இயக்கத்தில் மிகச் சிறிய அளவில் நடைபெறுகிறது. விலகு விசை தலக்காற்றுகளை அதிகம் பாதிப்பதில்லை. ஆனுல் பொதுவாக அழுத்த நிலைச் சரிவின் கீழ் இயங்கும் காற்று, பூமியின் சுழற்சியினுல் ஏற்படும் ஒரு விசையினுல் பாதிக்கப்படுகிறது. இதன் விளைவாக கீழ் மட்டத்தில் உராய்வினுல் ஏற்படும் திசை மாற்றத்

தைத் தவிர, மற்ற எல்லா இடங்களிலும் காற்றானது அழுத்தநிலைச் சரிவை ஒட்டி வீசுவதற்குப் பதிலாக, அதற்குச் செங்குத்தாக வீசுகிறது.

1735 ஆம் வருடம் ஹெட்லி (Hadley) என்பவர் வடக்கு நோக்கியும், தெற்கு நோக்கியும் வீசும் வியாபாரக் காற்றுகளின் திசை, புவி சுழற்சியினால் எவ்வாறு பாதிக்கப்படுகிறது என்பதை விளக்கினார். வடக்கிலிருந்தோ தெற்கிலிருந்தோ இயங்கும் பொருள்கள் வடகோளார்த்தத்தில், அவை இயங்க உத்தேசித்திருக்கும் திசைக்கு வலப்புறமாகவும் (To the right of their intended course), தென் கோளார்த்தத்தில் மேற்சொன்ன திசைக்கு இடப்புறமாகவும் விலக்கப்படுகின்றன என்பதை ஹெட்லி மெய்ப்பித்துள்ளார். இவ்விளக்கத்தின்படி கிழக்கு நோக்கியோ, மேற்கு நோக்கியோ வீசும் காற்றுகள் மிகக் குறைந்த அளவில்தான் விலக்கப்படுகின்றன என்று பொருள்படுவதனால் இவ்வித நிறைவுபெறவில்லை. ஆனால் காற்றின் திசையை நோக்கினால், எல்லாக் காற்றுகளுமே (அவை எத்திசையிலிருந்து வீசினாலும் சரி), புவிச் சுழச்சியினால் ஏற்படும் விலகு விசையினால் சமமாகவே பாதிக்கப்பட்டு, விலக்கப்படுகின்றன என்று தெரிகிறது. தவிர, காற்றின் திசையில் ஏற்படும் விலக்கம், ஹெட்லி குறிப்பிட்டதைக் காட்டிலும் அதிக அளவில் உள்ளது. சுழலும் ஒரு பொருள்மீது ஏற்படும் விலகு நிலையை (The condition of deflection) ஊசலின் (Pendulum) உதவியைக் கொண்டு ஃபோகால்ட் (Foucault) என்பவர் பாரீஸில் 1851 ஆம் வருடம் நிரூபித்தார். தொங்கவிடப்பட்ட ஊசலானது ஆரம்பத்தில் வடக்கிலிருந்து தெற்கு நோக்கி இயங்கினாலும் கூட பின்னர் வடகிழக்கிலிருந்து தென்மேற்குத் திசையில் படிப்படியாகத் திரும்பி இயங்கும் என்பது ஃபோகால்டின் சோதனையிலிருந்து தெரிய வந்தது. ஊசலின் திசையில் ஏற்பட்ட விலக்கமானது ஸ்தலத்தைப் பொருத்த நிலையில் தானாக ஏற்பட்ட மாற்றமல்ல. ஆனால் இது புவிச் சுழற்சியால் ஏற்பட்டதாகும்.

ஹாட்லியின் விளக்கம் நிறைவற்றமையால் பிந்தைய ஆராய்ச்சிகள் இதை முழுமையும் விளக்க முற்பட்டன. ஒரு மையத்தைச் சுற்றி இயங்கும் பொருளின் வேகமானது, மையம் விலகு விசையினால் எவ்வாறு பாதிக்கப்படுகிறது என்பது குறிக்கப்பட்டது. ஃபெர்ரல் (Ferrel) என்பவரால் நடத்தப்பட்ட சோதனைகளும், அவற்றின் முடிவும், ஹாட்லியின் சோதனைகளையும், முடிவையும் ஒத்திருந்த போதிலும், முன் சொன்னவரால் குறிக்கப்பட்ட விலக்கத்தினளவு, ஹாட்லியினால் உத்தேசிக்கப்பட்ட அளவைக் காட்டிலும், மிக அதிகமாயுள்ளது. சுழலும் பூமியின்மீது, இயங்கும் பொருள்கள் எல்லாம் திசை மாற்றமடைகின்றன என்ற தத்து

வத்தை ஃபெர்ரலுக்கு முன்பே பல பேர் அறிவித்திருந்த போதிலும் இத்தத்துவத்தை முக்கியமாகக் காற்றைப் பொருத்த வரையில் உருப்பெறச் செய்த பெருமை ஃபெர்ரலுக்கே உரித்தாகும். ஆகவே மேற்சொன்ன ''விலகு விதி'' இவர் பெயரால் ''ஃபெர்ரலின் விதி'' (Ferrel's law of wind deflection) என்று அழைக்கப்படுகிறது. அது வருமாறு: ''வட கோளார்த்தத்தில், வடக்கிலிருந்தோ, தெற்கி லிருந்தோ வீசும் காற்றானது அதன் நேரான பாதைக்கு வலப்புற மாயும், தென் கோளார்த்தத்தில் இடப்புறமாயும் விலக்கப்படு கிறது. இவ்வாறு முதல் இயங்கின திசையின் ஏதாவது ஒரு புறத்தில் முடுக்கத்தை உண்டாக்கும் விசையை சிலர் விலகு விசை (Coriolis force) என்று குறிப்பிடுகிறார்கள்.

பூமியின் சுழற்சியால் ஏற்படும் விலகு விசை—(The coriolis force or deflective force of the Earth's rotation): படம் (3—14). பூமியின் மேற்பரப்பில் வீசும் காற்றானது, பூமியின் கிழக்கிலிருந்து மேற்கு நோக்கிய தினசரி இயக்கத்தினால் தொடர்ந்து பாதிக்கப் படுகிறது. தடைப்படாது இயங்கும் காற்றோட்டத்திலுள்ள காற்று அல்லது நீரோட்டத்தில் உள்ள தண்ணீர் அல்லது தடைப்படாது மேலே நோக்கி இயங்கிக் கொண்டிருக்கும் பொருளை, பூமியின் சுழற்சி தொடர்ச்சியாக விலக்குகிறது. இவ்விலகு விசையினால் இயங்கும் பொருள்கள், வடகோளார்த்தத்தில் வலது புறமும், தென் கோளார்த்தத்தில் இடது புறமும் விலக்கப்படுகின்றன என்று முன்னமே படித்தோம் நிலையாக விருக்கும் பொருள்கள் இந்த விசையினால் பாதிக்கப்படுதில்லை. ஒருபொருளின் உண்மையான இயக்கமானது, பூமியின் சுழற்சியினால் ஏற்படும் விலக்கு விசை யோடு, மற்றும் அப்பொருளின்மீது கிரியை புரியும் எல்லா விசை களின் விளைவாகும். இந்த விலக்கம் இரண்டு இயக்கங்களின் விளைவாக ஏற்பட்டதாகும். அவை யாவன: (1) பூமியின் இயக்கம், (2) பூமியின் மேற்பரப்பை யொத்து பொருளின் இயக்கம் (Motion of the body relative to the earth's surface). இவ்விலக்கமானது பின் வருவனவற்றைப் பொறுத்த ஒரு உண்மை யான விசையினால் ஏற்படுத்தப்படுகிறது. (1) இந்த விசை யானது இயங்கும் பொருளின் வேகத்தைப் பொருத்துள்ளது. மணிக்கு 25 மைல் வேகத்தில் வடக்கு நோக்கி இயங்கும் காற் றானது, மணிக்கு 50 மைல் வீதம் இயங்கும் காற்றைத் தாக்கும் விசையில் பாதியளவு சக்தியினால் மட்டுமே பாதிக்கப்படுகிறது. ஆனால் இரண்டிலுமே, விசையானது காற்றைக் கிழக்கு நோக்கியே விலக்குகிறது. (2) இயங்கும் பொருளின் திணிவைப் (Mass) பொறுத்துள்ளது. (3) அட்சரேகையின் சைன் (Sine) கோணத் தைப் பொறுத்துள்ளது.

பூமத்தியரேகையில் (Sine) $0^\circ = 0$ ஆக இருப்பதால், அங்கு விசையும் பூச்சியமாக உள்ளது. இங்கிருந்து விசை அதிகரித்துக் கொண்டே போய், துருவங்களில் உச்சத்தை அடைகிறது (Sine $90^\circ = 1{\cdot}000$). மேலும் இதற்கு எதிரிடையாக உள்ள விசை, இயங்கும் பொருளின் திசையை மட்டும் பாதிக்கக் கூடுமே யொழிய, அதன் வேகத்தைப் பாதிப்பதில்லை. விலகு விசை (Corealis force) என்று சொல்லப்படும் இந்த விசையானது கிடைத் திசை (Horizontal Direction) எதுவாயினும் எப்பொழுதும் ஒரே மாதிரியுள்ளது.

இயங்கும் காற்றானது, வடகோளார்த்தத்தில் வலதுபுறமும், தென் கோளார்த்தத்தில் இடது புறமும் விலக்கப்படுகிறது என்பது குறிக்கப்பட வேண்டும். தவிர இயங்கும் பொருளின் வேகம், விலகு விசையினால் பாதிக்கப்படுவதில்லை என்பதும் கவனிக்கப்பட வேண்டியதாகும். மேல் அட்சரேகைகளில் அதிகமாயுள்ள விலகு விசையும், அழுத்த நிலைச் சரிவுகளும், குறைந்த விலகு விசையும், மற்ற அட்சரேகைகளில் உள்ளதுபோல் விசை மிகுந்த காற்றை (Winds of high velocities) உண்டாக்குவதில்லை. விலகு விசை, முடுக்கத்தின் பரிமாணங்களையே கொண்டுள்ளது. இயங்கும் ஒரு வளிப்பகுதியின் மீது முடுக்கு விசை ஏற்பட்டால் அதைச் சம நிலைக்குக் கொண்டு வருவதற்கு, மற்றொரு விசை வேண்டும். விலகு விசைக்கு எதிரிடையான சமமான விசை, கிடை அழுத்த நிலைச் சரிவு விசையாகும்.

அழுத்த நிலைச் சரிவு விசை (Pressure gradient force) : (படம் 3—14). அழுத்தம் பூரணமாக (Perfectly uniform) ஒரே சீராக இல்லாவிட்டால், அழுத்தநிலைச் சரிவு ஏற்படுகிறது என்று முன்னமேயே சொல்லப்பட்டது. அழுத்த மாற்றம் செங்குத்தாயும், கிடையாயும் ஏற்படுகிற தென்பதும் தெரிந்ததே. பொதுவாக இந்த அழுத்தக் குறைவு வீதம், கிடையாயிருப்பதைவிட, மேல் நோக்கியே அதிகமாக உள்ளது. இந்த மேல் நோக்கிய அழுத்தநிலைச் சரிவானது, மேல் நோக்கியுள்ள ஒரு விசையைக் குறிக்கிறது. ஆனால், இந்த விசையானது புவி ஈர்ப்பு விசையினால் சரிக்கட்டப் படுவதால் (Balanced) இவைகளுக்கிடையில் சமநிலை நிலவும்போது செங்குத்து இயக்கம் அறவே இல்லாமல் போகிறது. இச் சமநிலை குலைக்கப்பட்டால், வெப்பச் சலனக் காற்றோட்டங்கள் ஸ்தாபிக்கப் படுகின்றன. கிடை அழுத்தநிலைச் சரிவு எங்கும் எப்பொழுதும் காணப்படுகிறது. நிலையாகக் காற்று வீசும்பொழுது (Steady wind blows), மேற்சொன்ன அழுத்தநிலைச் சரிவு, விசைகளின் சம நிலையில் குறுக்கிடுகிறது. அழுத்தநிலைச் சரிவானது, அதன்

பரிமாணத்துக்குத் தக்க விசை ஒன்றைப் பிரயோகிக்கிறது. சரிவு, அதிகமாக ஆக, விசையும் அதிகரிக்கிறது. அழுத்தநிலைச் சரிவு, சம அழுத்தக் கோடுகளுக்குச் செங்குத்தாக, குறைந்த அழுத்தத்தை நோக்கிக் காணப்படுகிறது. இது காற்றை அழுத்தநிலைச் சரிவு தளத்தின் மீது அதிக விசையுடன் கீழ் நோக்கி இயங்கச் செய்கிறது. அதை நாம் குறைந்த அழுத்தத்தை நோக்கிக் காற்று வீசுகிறது என்று சொல்லுகிறோம். ஆனால், வளிமண்டலத்தில், இது ஒரு பொழுதும் நடைபெறுவதில்லை.

மையம் விலகு விசை (Centrifugal force) : (படம் 8—14). எந்த ஒரு விசையினாலுமே பாதிக்கப்படாமல் ஒரு பொருள் இயங்குமேயானால், அதன் இயக்கப் பாதை வட்ட வடிவமுள்ளது. இந்த உண்மை இரு கோளாரத்தத்திற்குமே பொருந்துவதாகும். இயற்கையில் பொதுவாகக் காற்றோட்டம் ஏறக்குறைய நேர்க் கோட்டில் ஏற்பட்ட போதிலும், வளைந்த காற்றோட்டம் (Curve flow) பொதுப்படையான தன்மையைக் குறிக்கிறது. காற்று வளைந்த பாதையில் இயங்கும்போது, அது மையம் விலகும் விசையினால் பாதிக்கப்பட்டு, பாதையின் வளைவு மையத்திலிருந்து, வெளிப்புறம் நோக்கியே விலக்கப்படுகிறது. இந்த விசையானது, காற்றின் விசையின் இரண்டாம் அடுக்கிற்கு ஒத்த பரிமாணத்தையும் ஆரத்திற்கு எதிரான விகித பரிமாணத்தையும் கொண்டுள்ளது. இந்த மையவிட்டு விலகு விசையானது பொதுவாகச் சக்தி வாய்ந்த காற்றுகளிலும், அதிக வளைவைக் கொண்டுள்ள சூறாவளி மத்திகளிலும் முக்கியமாகக் காணப்படுகிறது.

உராய்வு (Friction) : (படம் 8—14). உராய்வின்றித் தடைப்படாது இயங்கும் காற்றைப் பற்றியும், அதன்மேல் கிரியை புரியும் விசைகளைப் பற்றியும் இதுகாறும் பார்த்தோம். சுமார் 3,000 அடி உயரங்களில் இயங்கும் உயர்நிலை வளியைப் பொறுத்தவரையில், உராய்வு இல்லை என்பது சரியே. ஆனால், அங்கு கூட உயரத்திற்கேற்ப, காற்று மாறுபட்டால் மிகச் சிறிய அளவில் உள்ளிட உராய்வு ஏற்படுகிறது. 3,000 அடிக்குக் கீழுள்ள உயரங்களில் தரை மட்டத்திற்கருகில் இயங்கும் காற்றுக்குச், தரைக்குமிடையே ஏற்படும் உராய்வு காற்றின் இயக்கத்தைத் தடை செய்கிறது. செயல்முறையில்; கீழ் மட்டங்களில், காற்றின் திசைக்கு எதிரிடையாகக் கிரியை புரியும் விசை இன்றியமையாததாயிருக்கிறது. அதாவது உராய்வு காற்றை விலக்குவதால், எப்பொழுதும் அதிக அழுத்தத்திலிருந்து, குறைந்த அழுத்தத்தை நோக்கி வீசும் தன்மையைக் கொண்டுள்ளது. அதிக அழுத்தத் தொகுதியிலிருந்து குறைந்த அழுத்தத் தொகுதிக்கு ஏற்படும் இடை

மாற்றத்தை (பரஸ்பரமாற்றத்தை) விளக்கப் பயன்படுவதால், உராய்வு விசை மிகவும் முக்கியமாயுள்ளது. மேற்சொன்ன இடைமாற்றத்தை (பரஸ்பரமாற்றத்தை) வேறு செய்திகளைக் கொண்டு விளக்க இயலாது.

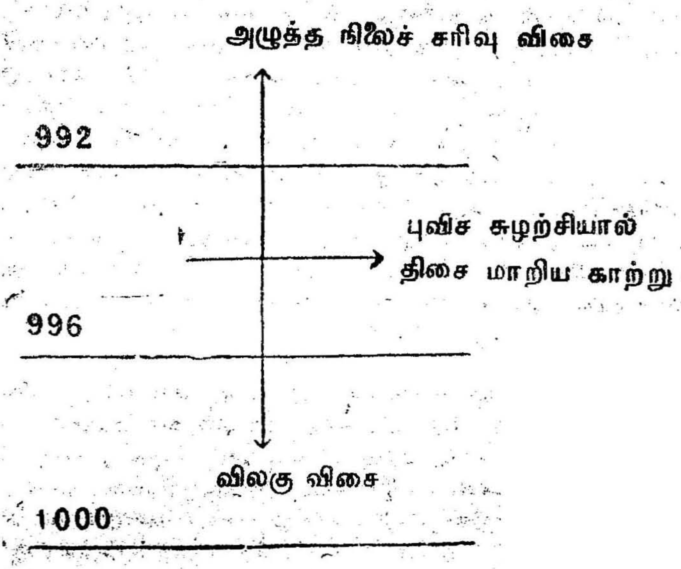
இவ்விசைகள் ஒன்றுக்கொன்று எதிராக எவ்வாறு கிரியை புரிந்து, காற்றை நிலையாக இயங்கச் செய்யும் சமநிலையை எவ்வாறு ஸ்தாபிக்கின்றன என்பது பற்றி இப்பொழுது ஆராய்வோம், பூமியின் மேற்பரப்பில் காற்று நிலையாகத் தொடர்ந்து வீசுவதற்கு ஏதுவாக உள்ள விசை களுக்கிடையே காணப்படும் சமநிலை யானது அஸ்ட்ராஃபிக் (Astrophic) சமநிலை என்று கூறப்படுகிறது. இந்தப் பதம் நேப்பியர்ஷா (Napier shaw) என்பவரால் கற்பிக்கப் பட்டதாகும். மேலே விவாதிக்கப்பட்ட விசைகள் எல்லாம் தனித் தனியே, நிலையாக இயங்கும் காற்றை உண்டாக்கமுடியாது. விலகு விசையானது, இயங்கும் காற்றின் வேகத்தை அதிகரிக்காமல், திசையை மட்டும் விடாமல் தொடர்ந்து மாற்றுகிறது. அழுத்த நிலைச் சரிவு விசை மட்டுமே முடுக்கப்பட்ட தீவிரமான காற்றை ஏற்படுத்துகிறது. இந்தக் காற்றானது, நேராக அழுத்தநிலைச் சரிவு தளத்தின் வழியே இயங்குகிறது. உராய்வு, மையம் விலகுவிசை ஆகிய இரண்டும், காற்றில் இயக்கம் உண்டான பின்பே அதைப் பாதிக்கின்றன. காற்று இயங்க ஆரம்பித்த உடன் அழுத்தநிலைச் சரிவு விசையானது, அக்காற்றை நேர்க் கோட்டில் இயங்கச் செய்கிறது. ஆனால், பூமியின் சுழற்சியோ அதை வளைந்த பாதையில் இயங்கச் செய்கிறது. இம்மாதிரி வளைந்த இயக்கத்தையடுத்து மையம் விலகு விசை ஏற்படவாரம் பிக்கிறது. இந்த விசை மேற்சொன்ன காற்றை அதன் வளைவு மையத்திலிருந்து வெளிப்புறம் நோக்கி ஈர்க்கிறது. மையம் விலகு விசை உண்மையில் ஒரு விசையல்ல. அதைக் கிரியை என்றோ பிரதி கிரியை என்றோ (Action or reaction) சொல்வது பொருத்த மானதாகும். ஆகவே காற்றின் இயக்கமானது, ஒரே சமயத்தில் அதன்மீது கிரியை புரியும் மூன்று விசைகளின் பயனாகும். நிலை யாக இயங்கக்கூடிய காற்றை ஏற்படுத்த ஏதுவாகின்ற சம நிலைகளின் வகைகளைப்பற்றி (Possible types of balance) எச். ஜெஃப்ரிஸ் (H. Jeffreys) என்பவர் ஆராய்ந்துள்ளார்.

புவிச்சுழற்சியால் திசைமாறிய காற்று (Geostrophic wind)

அழுத்த நிலைச் சரிவுகள், காற்றை நேர்க்கோட்டுப் பாதையில் இயங்கச் செய்தவுடன் அக்காற்றானது மற்றும் பல இதர விசை களால் பாதிக்கப்படுகின்றன என்று முன்பே படித்தோம். முடுக்குவிசையோ (Acceleration) அல்லது உராய்வு விசையோ

இல்லாவிட்டால் காற்றானது விலகுவிசை, அழுத்தநிலைச் சரிவு விசை ஆகிய இரு விசைகளால் மட்டுமே பாதிக்கப்படுகிறது. விலகுவிசையின் பயனாக அழுத்த நிலைச் சரிவிலே நேர்வழியாக இயங்கும் காற்றானது, (வட கோளார்த்தத்தில்). தொடர்ந்து மேலும் மேலும் தன்னுடைய முன்சென்ற பாதையிலிருந்து வலப் புறமாகவே விலக்கப்படுகிறது. காற்று இயங்கும் திசை, சமஅழுத் தக் கோடுகளுக்கு ஒரு போகாக அமையும் வரை விலகுவிசைப் போக்கானது தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. இதற்கு மேலும் காற்றின் திசையில் விலக்கம் ஏற்பட்டால், காற்றானது அழுத்த நிலைச் சரிவு தளத்திற்கு எதிர்நோக்கி இயங்கும். ஆனால், இது இயலாது.

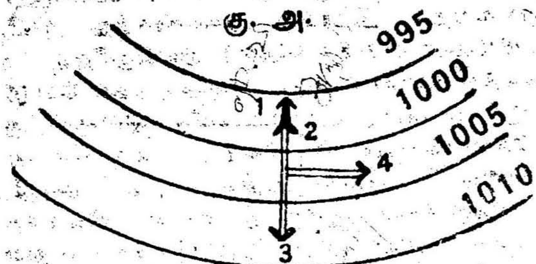
மாறுபடாத திசையையும் (Constant direction), நிலையான வேகத்தையும் (Steady velocity), வடகோளார்த்தத்தில் அதிக அழுத்தத்தை வலப்புறத்திலும் உடைய சமஅழுத்தக் கோடு களுக்கு ஒரு போகாக இயங்கும் காற்று (Geostrophic wind) புவிச்சுழற்சியால் திசைமாறிய காற்று என்று அழைக்கப்படுகிறது. (கிரேக்க மொழியில் ஜியோ ஸ்ட்ராஃபிக் என்ற பதத்திற்கு புவிச் சுழற்சியால் திரும்பியது என்று பொருள்). முதலாவதான சமநிலையைக் (First balanced condition) குறிப்பதற்காக, நேபியர் ஷா (Napier shaw) என்பவரால் இக்காற்றுக்கு மேற்சொன்ன இப்பெயர் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. புவிச்சுழற்சியால் திசைமாறிய இக்காற்றானது படத்தில் காட்டியது போல் (படம் 3—15) ஒன்றோடொன்று சமமானதாயும் காற்றின் திசையி லிருந்து ஒன்றுக்கொன்று 90° திரும்பியுள்ளதாயும் இருக்கும். இந்நிலை மேற்சொல்லப்பட்ட இரு விசைகளின் விளைவாகும். இந்த இரு விசைகளும் ஒன்றுக்கொன்று சமமாய் இருப்பதால் ஒன்றின் பயன் மற்றொன்றால் நீக்கப்படுகிறது (Cancel one another). இவ்விதமாக காற்றோட்டத்தின் நிலைமை வரையறுக்கப்பட்டிருந்த போதிலும், உண்மையில் காற்றானது பெரும்பாலான நேரங்களில், புவிச்சுழற்சியால் திசைமாறிய காற்றோட்டத்தையே ஒத்திருக் கிறது. இதற்கான காரணம் வருமாறு: காற்றானது அழுத்த நிலைச் சரிவு தளத்தில் இயங்குகையில், விலகுவிசையினால் பாதிக்கப்பட்டு, கோளார்த்தத்தைப் பொறுத்து வலப்புறமாகவோ, இடப்புறமாகவோ, சமஅழுத்தக் கோடுகளுக்கு இணையாக இயங்கும் நிலை ஏற்படும் வரை தொடர்ந்து விலக்கப்படுகிறது. உண்மையில் இந்நிலை காணப்படுவதில்லை. ஏனெனில், காற்று அசைவற்ற நிலையில் இருப்பதரிது. மேலும் அழுத்தச் சரிவுகள் உடனடியாக உண்டாகாது. சாதாரணமாகக் காற்றானது சமஅழுத்தக் கோடுகளை ஒட்டி, ஏறக்குறைய புவிச்சுழற்சியினு



படம் 3—15. புவிச் சுழற்சியால் திசைமாறிய காற்று.

திசைமாறிய காற்றின் வேகத்திலேயே இயங்குகிறது. (அழுத்த நிலைச் சரிவு மாறுபடும்போது காற்றின் வேகமும் மாறுபடுகிறது. இம்மாறுபாடானது. காற்றின் விசை, ஏறக்குறைய புவிச் சுழற்சியால் திசைமாறிய காற்றின் விசையை அடையும்வரை தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. பொதுவாக மேற்சொன்ன சமநிலைப் பெயர்ச்சி திடீரென்று ஏற்படாமல் தொடர்ந்து கிரமமாக ஏற்படுகிறது. காற்றின் விசை அல்லது வேகமானது, அழுத்த நிலைச் சரிவு, காற்றின் அடர்த்தி, அட்சரேகையின் சைன் கோணம் (Sine of the latitude) ஆகியவற்றுக்கு எதிரிடையான விகிதத்தில் உள்ளது. அதிக உயரங்களில், (2,000—3,000 அடிக்குமேல், அல்லது 600—1,000 மீட்டர் உயரத்திற்குமேல்) காற்று பெரும்பாலும் புவிச்சுழற்சியால் திசைமாறி (Geostrophic) இருக்கின்றது. அழுத்தநிலைச் சரிவுகள் அதிகமாயுள்ள நடு அட்சரேகைகளிலும், மேல் அட் சரேகைகளிலும், ஜியோஸ்ட்ராஃபிக் காற்று முக்கியமானதாகும். வானிலைப் படங்களிலும், உயர் வளிப் படங்களிலும் (Upper air charts), ஜியோஸ்ட்ராஃபிக் காற்றானது பொதுவாக தடைப்படாத காற்றோட்டமாகவே கருதப் படுகிறது.

அழுத்தச் சரிவுக் காற்று—(Gradient wind) : ஏற்கெனவே சொல்லப்பட்ட மூன்று விசைகளின்கீழ், காற்று சமஅழுத்தக் கோடுகளை ஒட்டி இயங்கும்போது, அழுத்தநிலைச் சரிவு விசையினால் ஏற்படும் விளைவானது, விலகுவிசை, மையம் விலகுவிசை ஆகிய இரண்டினாலும் சமப்படுத்தப்பட்டு இயங்குமாயின், அக்காற்றுக்கு வாட்டக்காற்று அல்லது சரிவுக்காற்று (Gradient wind) என்று பெயர் (படம் 3—16). இக்காற்று நேரடியாக



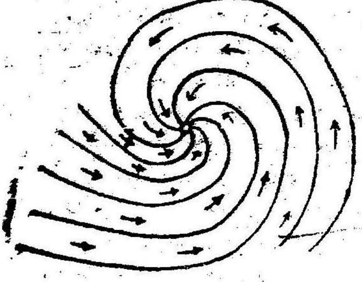
படம் 3—16, அழுத்தச் சரிவு காற்று

1. மையம் விலகுவிசை.
2. அழுத்தநிலைச் சரிவு விசை.
3. விலகுவிசை.
4. அழுத்தச் சரிவுக் காற்று.

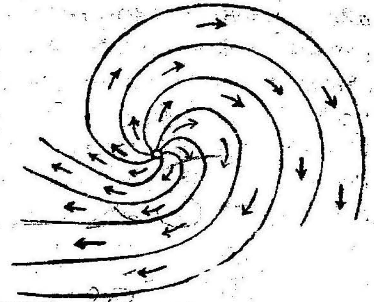
அழுத்தநிலைச் சரிவிலிருந்து ஏற்படுவதாகும். ஏனெனில், அழுத்தநிலைச் சரிவினால் காற்று இயங்கத்தொடங்கிய பின்பே மற்ற விசைகள் இயங்கத் தொடங்குகின்றன. மேற்சொன்ன புதியதொரு சமநிலை ஏற்பட்டதன் பயனாக விடாது தொடர்ந்து வீசும் காற்றின் விசையானது (Speed of the steady wind), ஜியோஸ்ட்ராஃபிக் காற்றின் விசையிலிருந்து மாறுபட்டுள்ளது. அதன் விசை, அழுத்தநிலைச் சரிவை மட்டுமல்லாது காற்று இயங்கும் பாதையின் வளைவையும் பொறுத்துள்ளது. இது ஒரே சீராக வட்டப்பாதையில் இயங்கும் காற்றுக்கு (Uniform circular motion) மிகவும் பொருந்தும். சூருவளி இயக்கத்தில், சரிவுக் காற்றின் விசையானது, ஜியோட்ஸ்ராஃபிக் காற்றின் விசைக்குக் குறைவு என்றும், எதிர்ச் சூருவளி இயக்கத்தின்போது அதிகம் என்றும், கணக்கீடு முறையில் (Mathematically) காட்ட இயலும்.

உராய்வுக் காற்று—(Friction) : பூமியின் மேற்பரப்பிற்கு அருகில் ஏற்படும் காற்றின் கொந்தளிப்பு (Turbulance), அழுத்தநிலைச் சரிவினால் இயக்கப்பட்ட காற்றின் வேகத்தைக் குறைக்கிறது. அழுத்தநிலைச் சரிவினால் உண்டான முடுக்கம், உராய்

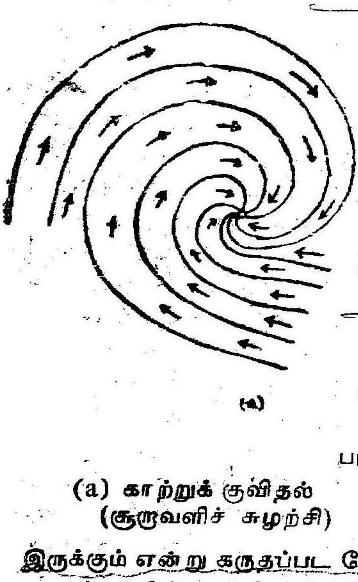
வினால் சமப்படுத்தப்படும்போது (Balanced) காற்றின் இயக்கம் ஒரே சீரான (Steady) நிலையிலுள்ளது. காற்றின் குறைக்கப்பட்ட வேகமானது (Reduced speed), மையம் விலகு விசை ஆகிய வற்றால் ஏற்படும் விளைவுகளை மாற்றுகிறது. அமுக்தநிலைச் சரிவு விசையானது, விலகு விசையைக் காட்டிலும் அதிகமாகிறது. இதனால் காற்று சமஅமுக்தக் கோடுகளுக்கு ஒரு போகான திசையில் இயங்குவதற்குப் பதிலாக, அவற்றின் குறுக்கே (Across) இயங்குகின்றது. அதாவது தரைக்காற்று சரிவின் திசையில் (In the direction of the gradient) இயங்குகிறது. சாதாரணமாக தரைக்காற்று நிலப்பரப்புகளில், சமஅமுக்தக் கோடுகளுடன் 20° முதல் 45° வரையும், கடற்பரப்புகளில் இன்னும் குறைந்த (10° வரை) கோணத்திலும் வீசுகின்றது. உராய்வு அதிகமாக ஆக மேற்சொன்ன கோணமும் அதிகரிக்கிறது. அமுக்தநிலைச் சரிவு விசை, விலகுவிசை ஆகிய இரண்டின் விளைவாகவும், தாழ்ந்த உயரங்களில் (Lower air) காற்றின் இயக்கம் வருமாறு : குறைந்த அமுக்தப் பிரதேசத்தில் காற்றின் இயக்கம் உள் நோக்கி வளைந்து காணப்படுகிறது. அதாவது, காற்றுக்குவிதல் (Convergence) ஏற்படுகிறது. அதன் இயங்கும் திசை, வடகோளார்த்தத்தில் இடஞ்சுழியாகவும் (Counter clockwise), தென் கோளார்த்தத்தில் வலஞ்சுழியாகவும் (Clockwise) உள்ளது. இந்த இயக்கம் சூருவளிச் சுழற்சி (Cyclonic circulation) என்று சொல்லப்படுகிறது. அதிக அமுக்தப் பிரதேசத்திலிருந்து காற்றானது வெளி நோக்கிச் சுழன்று சுழன்று விரிந்து படருகிறது (Divergence system). இத்தொகுதியில் காற்றின் திசை வடகோளார்த்தத்தில் வலஞ்சுழியாகவும், தென்கோளார்த்தத்தில் இடஞ்சுழியாகவும் உள்ளது. இது எதிர்ச்சூருவளிச் சுழற்சி (Anticyclonic Circulation) என்று சொல்லப்படுகிறது (படம் 8—17). காற்றின் அமுக்த நிலைச் சரிவு விசைக்கும், புவிச்சுழற்சியினால் ஏற்படும் விலகு விசைக்குமுள்ள தொடர்பை அறிவதற்கு, காற்றின் திசையிலிருந்து அமுக்தத்தின் பரவலை நிர்ணயிப்பதன் பொருட்டும், செயல்முறை விதியொன்றை (Practical rule) "பை பால்ட்" (Buys ballot) என்பவர் 1857 ஆம் வருடம் எடுத்துக்காட்டினார், அஃது "பை பாலட் விதி" (Buys ballot's law) என்று அழைக்கப்படுகிறது. அதன் விளக்கம் வருமாறு : வடகோளார்த்தத்தில் காற்று வரும் திசைக்கு முதுகு காட்டி நிற்கும்போது அதிக அமுக்தப் பிரதேசம் நிற்பவனுக்கு வலப் புறத்திலும், குறைந்த அமுக்தப் பிரதேசம் அவனுக்கு இடது புறத்திலும் இருக்கும். தென்கோளார்த்தத்தில் இதற்கு நேர்மாறாக உள்ளது. அதிக அமுக்தத்தின் மத்தி (Centre of highest pressure) திருத்தமாய் வலப்புறத்திலோ, இடப்புறத்திலோ (Actually to the right or left)



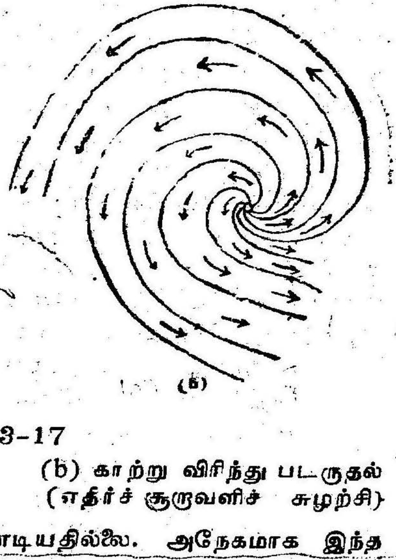
(a)



(b)



(a)



(b)

படம் 3-17

(a) காற்றுக் குவிதல் (சூருவளிச் சுழற்சி)

(b) காற்று விரிந்து படருதல் (எதிர்ச் சூருவளிச் சுழற்சி)

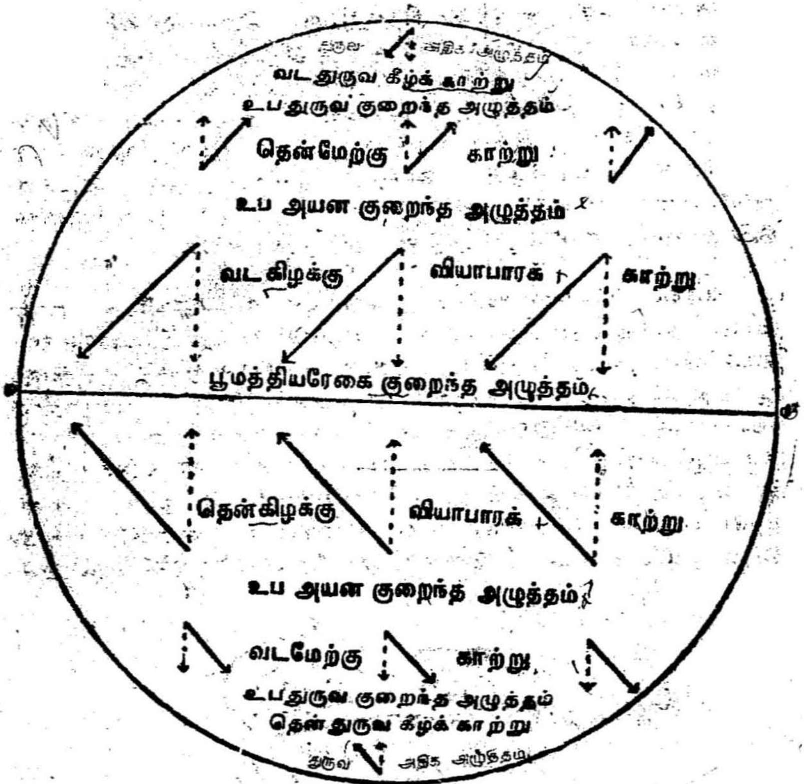
இருக்கும் என்று கருதப்பட வேண்டியதில்லை. அநேகமாக இந்த அழுத்தத்தின் மத்தி சற்றுப் பின்னே தள்ளியுங்காணப் படலாம். பை பாலட் விதியின்படி காற்றின் இயங்கும் திசை அறியப்பட்ட வுடன், அதிக அழுத்தம் நிலவக்கூடிய திசையைச் சுமாராகக் குறிப்பிடக்கூடும்.

பூமியின் தரைக்காற்றுத் தொகுதிகள் (Surface wind systems of the globe)

ஒரே சீரான நிலப்பரப்பின்மேல் கடல்மட்டத்தில் இருக்கக் கூடிய அழுத்தத்தின் பொதுவான பரவலைப் பற்றியும், பருவங்களுக்கு ஏற்றவாறு அழுத்த மண்டலங்கள் அட்ச ரேகைக்குரிய பெயர்ச்சியடைதலாலும், நீர்ப்பரப்புகளின் வியா

பனம் ஆகிய இவற்றுலும், இவ்வழுத்தத்திலேற்படும் மாறுபாடு களைப் பற்றியும் விரிவாகப் படித்தோம். இவ்வழுத்தப் பரவலுக்கும் பூமியின் முக்கியமான தரை அல்லது கோள்காற்றுக்கும் (Major surface winds or planetary winds) உள்ள தொடர்பைப் பற்றியும், அவற்றின் விசை, திசை, உற்பத்தி இடம் ஆகியவை மேற்சொன்ன காரணங்களால் மட்டுமல்லாமல், பூமியின் சுழற்சியினுல் ஏற்படும் விலகுவிசையினுலும் எவ்வாறு பாதிக்கப்படுகின்றன என்பதைப் பற்றியும் இங்குப் படிப்போம். விலகு விசையானது பூமியின் சுழற்சியால் ஏற்படுவதால், அவ்விசையால் திருப்பப்பட்ட இக்காற்றுக்குக் கோள் காற்று என்று பெயர் வழங்கப்படுகிறது. நீர் நிலப்பரப்பின் பரவலினுலும், வெப்பநிலையிலும், அழுத்தத்திலும் ஏற்படும் பருவ மாறுபாடுகளால் பாதிக்கப்பட்டபோதிலும் இவை நிலையாக ஒரே திசையிலிருந்து வீசுவதால் "நடப்புக் காற்று" (Prevailing winds) என்று கூறப்படுகின்றன. காற்றின் இயக்கத்திற்கான காரணம், அதன்மீது விசைகளின் கிரியை, நிலையான காற்று ஏற்படுவதற்கான (Steady winds) சமநிலை (Balance), நிறுவப்படும் தன்மை, அவற்றின் திசை, விசை இவற்றைப் பற்றிப் பொதுப்படையாகப் பார்த்தோம். பொதுவான தரைக்காற்றுகளையும் (General surface wind systems) பூமியின் பொது அழுத்த மண்டலங்களையும் (படம் 3–5) ஒப்பிட்டுப் பார்த்தால் மூன்று காற்று மண்டலங்களைக் (Zonal wind systems) காணலாம். அவையாவன: (1) அயனமண்டலக் கீழ்க் காற்று (Tropical easterlies), (2) நடு அட்சரேகையின் மேல் காற்று (Middle latitude westerlies), (3) துருவப் பிரதேசத்துக் கீழ்க்காற்று (Polar easterlies) ஆகியவையாகும். படத்தில் உள்ளது போல் (படம் 3 – 18) சுமார் 30° இலிருந்து 40° வட, தென் அட்சரேகையிலுள்ள உபஅயன அதிக அழுத்தப் பிரதேசத்திலிருந்து, பூமத்தியரேகைப் பிரதேசக் குறைந்த அழுத்தத்தை நோக்கித் தரைக்காற்று வீசுகின்றது. வடக்கிலிருந்து தெற்குக்கும், தெற்கிலிருந்து வடக்கு நோக்கியும் வீசும். இக்காற்று விலகு விசையினுல் பாதிக்கப்பட்டுக் கிழக்குத் திசையை நோக்கித் திருப்பப்படுவதால் இவை பொதுவாக "கீழ்க்காற்று" (Easterlies) என்று வழங்கப்படுகின்றன. இவைகளுக்கு "வியாபாரக் காற்று" (Trade winds) என்ற பெயரும் உண்டு. பூமத்திய ரேகைக்கு வடக்கே வடகிழக்கு வியாபாரக் காற்று அல்லது தடக் காற்று (N.E. Trades) என்றும், பூமத்திய ரேகைக்குத் தெற்கில் இவைகளுக்குத் தென்கிழக்கு வியாபாரக்காற்று என்றும் பெயர்கள் வழங்குகின்றன.

வியாபாரக் காற்று உற்பத்தியாகும் உபஅயன அதிக அழுத்த முகடுகளிலிருந்து (Sub tropical H. P. Ridge) காற்று ஒவ்வொரு

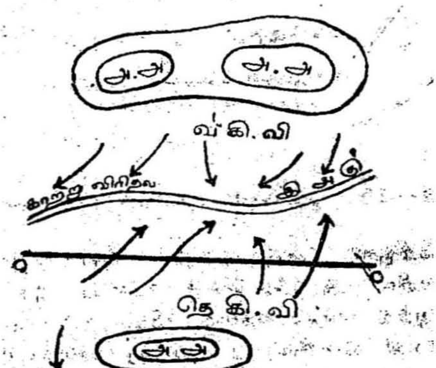


படம் 3—18. பூமியின் தரைக்காற்று மண்டலங்கள்

கோளார்த்தத்திலும் துருவத்தை நோக்கியும் வீசுகின்றது. அதாவது அதிக அழுத்தநிலைச் சரிவை ஒட்டி உபதுருவக் குறைந்த அழுத்த மண்டலத்தை (Sub tropical low pressure trough) நோக்கி வீசுகின்றது. விலகு விசையானது முறையே வட, தென் கோளார்த்தங்களில் தெற்கிலிருந்து வடக்கிற்கோ, வடக்கிலிருந்து தெற்கு நோக்கியோ வீசும் காற்றைப் பாதிக்கிறது. இதன் விளைவாக இக்காற்றின் திசை மேற்கிலிருந்து கிழக்காக மாறுகிறது. இவையே நடு அட்சரேகைகளில் நிலவும் மேல் காற்றாகும் (Westerlies of middle latitudes). இவை வடகோளார்த்தத்தில் பொதுவாகத் தென்மேற்குத் திசையிலிருந்தும், தென் கோளார்த்தத்தில் வடமேற்கிலிருந்தும் வீசுகின்றன. மேல் காற்று மண்டலத்திற்கு அப்பாலுள்ள பிரதேசத்தில் காற்றின் இயங்கு திசை நன்றாக அறியப்படாமலிருப்பதுடன், குழப்பமுடையதாகவும் உள்ளது. துருவங்களுக்கருகில் வெப்பநிலை காரணமாய் ஏற்பட்ட

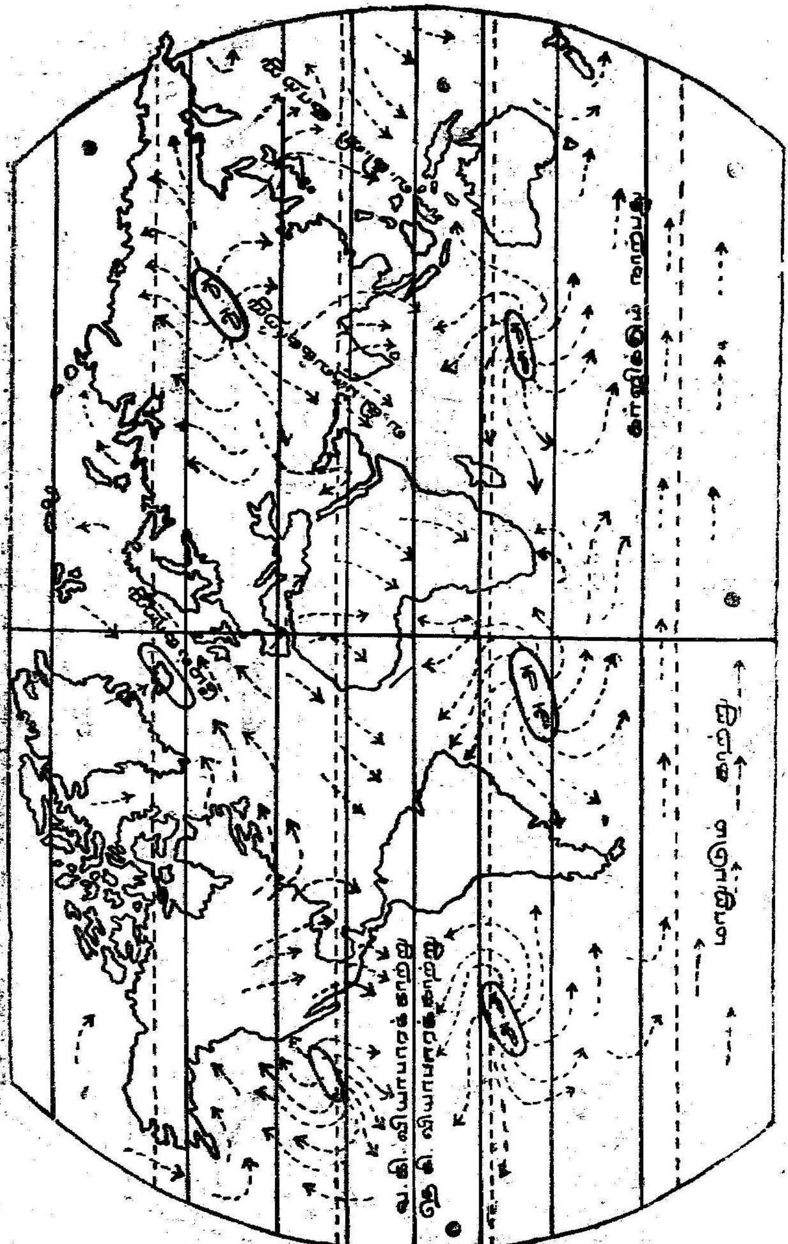
மிகையற்ற அதிக அழுத்தம் நிலவுகிறது. இவ்வழுத்தம் சலனத்தினுல் உண்டாகும் பாதிப்பைக் காட்டிலும் வெப்பத்தினுல் உண்டாகும் பாதிப்பினுல் ஏற்பட்டதாகும். இதனுல் வெளிநோக்கி வீசும் கீழ்க்காற்று மேல் அட்சரேகைகளில் காணப்படவேண்டும். துருவக் கீழ்க்காற்று இருப்பதைச் சில அத்தாட்சிகள் நிரூபிக்கின்றபோதிலும், அழுத்தம், காற்று இவற்றிற்கான சரியான எடுகோள்கள் போதிய அளவு கிடைக்காததனுல், முன்சொன்ன பொதுப்படையான உத்தேசத்தை நம்புவதற்கில்லை.

மேலே சொல்லப்பட்ட மூன்று தரைக்காற்றுகளைத் தவிர மாறுபடக்கூடியதும், தளர்ச்சியாகவுமுள்ள காற்று (Variable and weak winds) உண்டாகும் உற்பத்தி ஸ்தானங்கள் மூன்று உள்ளன. பூமத்தியரேகைக் குறைந்த அழுத்தத்திற்குச் சமீபத்தில், வியாபாரக் காற்றுக் குவியும் பிரதேசத்தில், தளர்ச்சியாக உள்ளதும், மாறுபடக் கூடியதுமான காற்று காணப்படுகின்றது. இக்கடப்புப் பிரதேசத்திற்கு (Transition zone) இடை அயன குவியும் பகுதி (Zone of inter--tropical convergence) என்று பெயர் (படம் 3-18a). இதைப்போலவே வியாபாரக்காற்றுக்கும்,

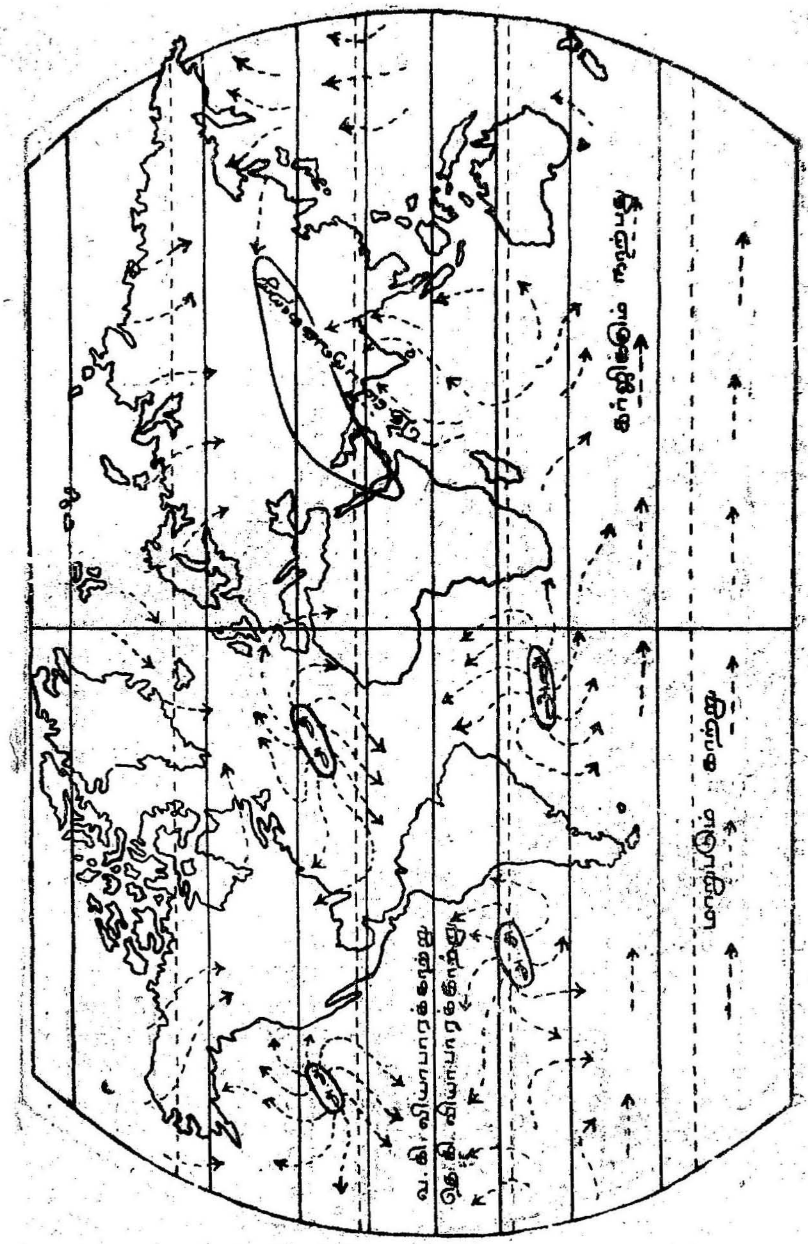


படம் 3-18a. இடை அயன குவியும் பகுதி

மேல்காற்றுக்கும் இடையே உள்ள உபஅயன அதிக அழுத்தப் பிரதேசங்களில் இரு கோளார்த்தங்களிலுமே தளர்ந்த மாறுபட்ட காற்று காணப்படுகின்றது. மேல் காற்றும், துருவக் கீழ்க்காற்றும் குவியும் கடப்புப் பகுதியான, உபதுருவப் பிரதேசத்திற்கருகில் மேற்சொன்ன அவ்வப்போது மாறுபடுவதும், தளர்ச்சியானதுமான காற்று நிலவும் மூன்ருவது பிரதேசம் காணப்படுகிறது.



படம் 3—19a காற்று - ஜனவரி மாதம்



படம் 3—19b காற்று—ஜூலை மாதம்

இதுகாறும் விவரிக்கப்பட்ட தரைக்காற்று பூமியின் மேற்பரப்பில், பருவ மாறுபாடுகளுக்கேற்றவாறு ஏற்படும் பெயர்ச்சி அல்லது இருக்கும் போதுள்ள ஒரே மாதிரியான ஒரு கற்பிதமான (idealised) நிலையைக் காட்டுகிறது. உண்மையில், அவை ஏறக்குறைய ஏப்ரல், அக்டோபர் ஆகிய மாதங்களில் நிலவக்கூடிய நிலைமையைக் குறிக்கின்றன.

தரைக்காற்றின் திசை, மற்றும் அவை அமைந்துள்ள விதம் ஆகியவற்றில் காணப்படும் மாறுபாடுகளைக் கொடுக்கப்பட்டுள்ள இரு படங்களில் (படம் 3—19a&b) காணலாம். அயனக் கீழ்க் காற்று, நடு அட்சரேகை மேல் காற்று முறையே தனக்குரிய அந்தந்த மண்டலங்களில் காணப்பட்டபோதிலும், படங்களில் காண்பதுபோல் தங்களுடைய பொதுவான சாதாரண அமைப்பிலிருந்து (Simple pattern), விலகி மாறுபடுகின்றன. இதில் பருவங்களால் ஏற்படும் மாறுதல்களும், நில, நீர்ப்பரப்பின் பரவலினாலேற்படும் விளைவுகளும் நன்கு குறிக்கப்பட்டுள்ளன.

ஜனவரி, ஜூலை மாத சம அழுத்தக் கோட்டுப் படங்களில், அறையறையான அமைப்பு நன்கு காணப்படுகிறது (படம் 3—7, 3—8). மண்டல அமைப்பைக் காட்டிலும் அறையறை அமைப்பு பெரிதும் காணப்படுகிறது. கோள்காற்று சுழலும் திசை, மேற்சொன்னதுபோல் அப்படியே இல்லாமல், சூருவளி, எதிர்ச்சூருவளி ஆகிய இரண்டு சுழற்சி வடிவிலுள்ளன (படம் 3—19a&b). அழுத்தப் பரவலின் அறையமைப்பைப்பற்றி "கிடை அழுத்த வியாபனம்" என்னும்பகுதியின்கீழ் ஏற்கெனவே விரிவாகக் கண்டோம். இவ்வமைப்பு சில இடங்களில் வருடமுழுவதும் தொடர்ந்து நிலைக்கிறது. ஆனால், மற்றும் சில இடங்களில் இவ்வமைப்பு பருவ மாறுபாடுகளினால் உண்டாகின்றன. இம்மாதிரியான அமைப்பு (Cellular pattern of Pressure) அவற்றின் பரிமாணம், நிலை ஆகியவை, பெரிய நிலப்பகுதிகளும், மலைத்தொடரும் காணப்படும் வடகோளார்த்தத்தின் நடு அட்சரேகைகளில் நன்கு புலப்படுகின்றன. இதன் விளைவாகக் கோடை, குளிர் ஆகிய இரண்டு காலங்களிலும் நீர் நிலப்பரப்புகளில் வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் அதிகமாயுள்ளன. மேலும், மலைத்தொடர்கள் காற்றின் இயக்கங்களைத் தடை செய்கின்றன. இதனால் காற்றுவீசல் மண்டல அமைப்பிலிருந்து பெரும்பாலும் அறையறையான அமைப்பாக மாறுபடுகிறது. ஆனால், தென்கோளார்த்தத்தில் மேல் அட்சரேகைகளில் நிலப்பகுதியைக் காட்டிலும் நீர்ப்பரப்பு அதிக அளவிலிருப்பதினால் பருவங்களின் விளைவுகள் அதிகமில்லாமலிருப்பதால் காற்றோட்டத்தின் அமைப்பிலும் (Pattern of wind flow), அதிக, குறைந்த அழுத்த மையங்

களின் நிலை, பரிமாணம் ஆகியவற்றிலும் அதிக மாற்றத்தை ஏற்படுத்துவதில்லை. (படம் 3—19a&b).

ஜனவரி மாதத்திய நிலைமைகள் : (படம் 3—19a) தரைக் காற்றின் எதிர்ச்சூருவளிச் சுழற்சி, வடகோளார்த்தத்தின் உபஅயன கடற்பகுதிகளில் தளர்ந்து (Weak) காணப்படுவதுடன், வட அட்லாண்டிக். வடபசிபிக் பிரதேசங்களின் கிழக்குப் பகுதிகளில் மட்டுமே காணப்படுகிறது. ஆனால், தென்கோளார்த்தத்திலோ, கடற்பகுதிகளில் நன்கு தோன்றுவதுடன் கிழக்கு மேற்காகத் தொடர்ச்சியாகவும் காணப்படுகிறது. வட கோளார்த்தத்தில் கண்டப் பகுதிகளின் மீது நிலவும் அதிகக் குளிர்ச்சி உபஅயன அதிக அழுத்தத்தைத் தீவிரமடையச் செய்கிறது. அவ்வதிக அழுத்தம் வட கோடிவரை பரவி நிலப்பகுதியின்மீது அதிகம் வியாபித்துள்ளது. ஆகவே, இரு கோளார்த்தங்களிலும், உபஅயன கடற்பகுதிகளில் நிலவும், தளர்ந்த எதிர்ச்சூருவளிச் சுழற்சியைத் தவிர, கிழக்கு ஆசியாவின் மத்தியில், நன்கு புலப்படும் எதிர்ச்சூருவளிக்காற்றுச் சுழற்சி ஒன்றும் காணப்படுகிறது. ஆசியாவில் நிலவும் இச்சுழற்சி ஆசியாவின் குளிர் பருவக் காற்று (Winter monsoon) என்று பெயரிடப்பட்டுள்ளது. இது தீவிரமற்ற குளிர்ந்த எதிர்ச்சூருவளி நிறுவப்பட்டதன் பயனாலேற்பட்டதாகும். இவை வட கோளார்த்தத்தில், குளிர் காலத்தில் வல்லமையுடன் வீசும் வடகிழக்கு வியாபாரக் காற்றுகளே ஆகும். இக்காற்றுகள் கண்டங்களின் எதிர்ச்சூருவளியினால் இன்னும் அதிகமாய்ப் பலப்படுத்தப்பட்டு (Reinforce) அதன் கிழக்குப் பகுதியில் வடமேற்குக் காற்றுகளை ஏற்படுத்துகின்றன. சீனா தேசத்தில் குளிர்காலத்தில் வீசும் பருவக் காற்றும், லாப்ரடார் (Labrador) பகுதியில் நிலவும் காற்றும், மேற்சொன்ன வடமேற்குக் காற்றுகளேயாகும். நிலப்பரப்பு வேகமாய்க் குளிர்ச்சி அடைவதால் குளிர்ந்த காற்று நிலப்பரப்பின்மீது அதிகமாகவும் கடல்பரப்பின்மீது குறைவாகவும் குவிகிறது.

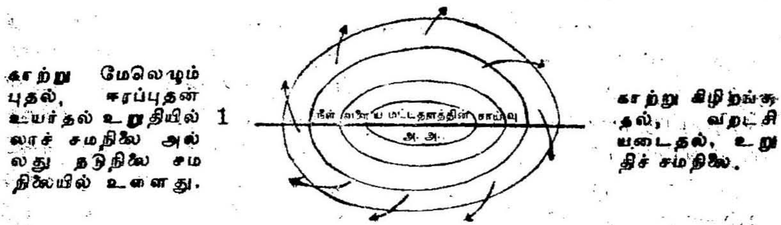
உபஅயன அதிக அழுத்தம், கண்டங்களின் எதிர்ச்சூருவளிகளுக்கிடையில் உள்ள குறுகிய மண்டலமாகும். வடகோளார்த்தத்தில் கடற்பரப்புகளில் எதிர்ச்சூருவளி சுழற்சி தளர்ந்திருப்பதால், கடலின் குறைந்த அழுத்தமும், அதனுடன் சேர்ந்துள்ள சூருவளிச் சுழற்சியும் மேல் அட்சரேகைகளில் சிறிதளவு தீவிரத்துடன் காணப்படுகின்றன. அரை நிலையாயுள்ள (Semi permanent), வடபசிபிக் பிரதேசத்தின் அலூஷியன் குறைந்த அழுத்தம், வடஅட்லாண்டிக் பகுதியிலுள்ள ஐஸ்லாண்டிக் குறைந்த அழுத்தம் ஆகிய இவற்றைச் சுற்றியுள்ள குவியும் சூருவளிச் சுழற்சிகள் குளிர்காலத்தில் நன்கு காணப்படுகின்றன. கடலின்

மேலுள்ள இக்குறைந்த அழுத்தங்கள் குளிர்காலத்தில் கோடையி லிருப்பதைக் காட்டிலும் குறைந்த அழுத்தத்தைக் கொண்டுள்ளன. இங்கு, மேல்காற்றின் சூறவளித்தன்மை நன்கு தீவிரமாகக் காணப் படுகிறது. தென் கோளார்த்தத்தின் கோடையில் இங்குள்ள நிலப் பகுதி வெம்மையடைகிறது. சாதாரணமாகவே சற்றுத் தெற்கில் உள்ள பூமத்தியரேகைக் குறைந்த அழுத்தமானது, இப் பருவத்தில் தெற்கில் இன்னும் அதிக தூரம் தள்ளிக் காணப்படு கிறது. இதனுல் உபஅயன அதிக அழுத்தத்தின் தொடர்ச்சியை முறிக்கும் (breaking) தீவிரமற்ற ஒரு குறைந்த அழுத்தம் தோன்று கிறது. இதன் விளைவாக வெம்மையடைந்த ஆஸ்திரேலியாவில், வெம்மை மிகுந்த குறைந்த அழுத்தப் பகுதிகளும் அத்துடன் சேர்ந்து சூருவளிக்காற்றும் காணப்படுகின்றது. தென் அமெரிக்கா தென் ஆப்பிரிக்கப் பகுதிகளில், மேற்சொன்ன குறைந்த அழுத்தப் பகுதிகள் சிறிது தளர்ந்துள்ளன. கிழக்குக் கடற்கரைப் பகுதியில் பருவக் காற்று வியாபாரக் காற்றுக்குப் பதிலாகக் காணப்படு கின்றது.

ஜூலை மாதத்திய நிலைமைகள்: (படம் 3—9b) வட கோளார்த்தத்தின் கோடையில் பூமத்தியரேகைக் குறைந்த அழுத்தம் வடக்கு நோக்கிப் பெயர்ச்சி யடைகிறது. கோளின் போக்குப்படி அதிக அழுத்தம் உண்டாகும் நிலை இருந்த போதிலும், வடகோளார்த்தத்தில் நிலப்பகுதியில் உபஅயனஅதிக அழுத்தம் தொடர்ச்சியாயிராமல் விட்டுவிட்டுக் காணப்படுகிறது. வெம்மை மிகுந்த கண்டப் பகுதிகளிலிருந்து பெயர்ச்சியடையும் காற்ருனது உபஅயனக் கடற்பகுதிகளில் தேக்கமடைகிறது. இவ் வாறு நன்கு புலப்படும் அதிக அழுத்தமும், தொடர்பற்ற எதிர்ச் சூருவளிச் சுழற்சியும் சுமார் 35 முதல் 40° அட்சரேகை வரை, வடஅட்லாண்டிக், வடபசிபிக் கடற்பரப்புகளில் காணப்படு கின்றன.

ஜூலையில் தென் கோளார்த்தத்தில் (இக்கோளார்த்தத்தின் குளிர்காலம்) நிலவும் காற்றுச் சுழற்சியின் அமைப்பானது ஜனவரி நிலைமைகளினின்றும் அதிக அளவில் மாறுபடுவதில்லை. எதிர்ச் சூருவளிச் சுழற்சி கிழக்கு மேற்காக (ஜனவரியிலிருந்ததைக் காட்டிலும்) அதிக தொடர்ச்சியாகக் காணப்படுகிறது. ஏனெனில், குளிர்காலத்தில் நிலப்பகுதிகள் குளிர்ச்சியடைவதால், அவை களின்மீது காணப்படும் குறைந்த அழுத்தமும் சூருவளிச் சுழற்சி யும் தளர்ச்சியடைகின்றன. வடகோளார்த்தத்தில் ஜூலை மாதத் தில், வடமேற்கு இந்தியா, கிழக்கு ஆசியா, வட அமெரிக்காவின் மேற்குப் பகுதிபோன்ற உள்நாட்டுப் பிரதேசங்கள் அதிகமாக வெம்மையடைவதனுல் சூருவளிச் சுழற்சியோடு கூடிய குறைந்த அழுத்தம் காணப்படுகிறது. கோள்காற்றுத் திசையும்

அதிகஅளவில் மாறுதலடைகிறது. கடற்பரப்புகளில் வடகிழக்கு வியாபாரக் காற்று பொதுவாக அவை வீசும் திசையிலிருந்தல்லாமல் உபஅயன எதிர்ச்சூருவளிகளுக்குக் கிழக்கிலும் தெற்கிலும் வீசுகின்றன. கண்டங்களின் தெற்கிலும், தென்கிழக்குப் பகுதியிலும் மேற்சொன்ன காற்றுக்குப்பதிலாகத் தெற்கிலிருந்து ஈர்க்கப்பட்ட பருவக் காற்று காணப்படுகின்றது. இது வெப்பத்தினுல் ஏற்பட்ட குறைந்த அழுத்தத்தினுல் ஏற்படுகிறது.



படம் 3-20. உபஅயன மண்டல எதிர்ச் சூருவளியைச் சுற்றி அயனமண்டலக் காற்று சுழற்சியைக் காட்டும் படம்.

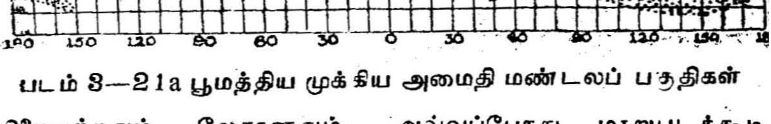
வடதுருவ மண்டலத்தில் கடல் பகுதியில் காணப்படும் குறைந்த அழுத்தங்கள், கோடைக்காலத்தில் ஜனவரியிலிருந்ததைக் காட்டிலும் இன்னும் அதிகமாகத் தளர்ந்து காணப்படுகின்றன.

தரைக் காற்றின் பொதுவான அமைப்பைப் பற்றிய மேற்சொன்ன விளக்கத்திலிருந்து குவியும் பிரதேசங்களையும் விரிந்து படரும் தளத்தையும் அறிய முடிகிறது. விரிந்து படரும் தளங்கள் எதிர்ச்சூருவளிச் சுழற்சிகளோடு இணைந்து காணப்படுகின்றன. இந்த மையங்களிலிருந்து காற்று நாற்புறமும், அதாவது துருவம், பூமத்தியரேகை, கிழக்கு, மேற்கு ஆகிய திசைகளில் பரவுகின்றது (படம் 3—19a&b). இம்மாதிரி வெளிநோக்கி இயங்கும் காற்றின் இடத்தை, உயர் நிலை வளியானது (Air aloft) செங்குத்தாகக் கீழ்நோக்கி இயங்கி வந்தடைகிறது (Vertical air subsidence) (படம் 3—20). நன்கு வளர்ச்சியடையாத குவியும் காற்று (Line of convergence) நன்கு வளர்ச்சிபெருத சிறிய சுழற்சி மையங்களுடன் இணைந்து காணப்படுகின்றது. இரு கோளார்த்தங்களின் உபஅயன எதிர்ச் சூருவளிக்கு இடையிலுள்ள பகுதி முக்கியமான ஒரு குவியும் பிரதேசமாகும். ஜூலை மாதத்தில் இப்பிரதேசம் பூமியைச் சுற்றி ஏறக்குறைய தொடர்ச்சியாகக் காணப்படுகிறது. தென்கிழக்கு ஆசிய நிலப்பகுதியில் இத்தொடர்ச்சி அறுக்கப்படுகிறது (Interrupted).

ஜனவரி மாதத்தில் மேற்சொன்ன குவியும் பிரதேசத்தின் தொடர்ச்சி பூமியைச் சுற்றி நன்கு புலப்படுகிறது. ஆப்பிரிக்க, தென்அமெரிக்கப் பகுதிகளிலும், கடற்பகுதிகளிலும், இத் தொடர்ச்சி சற்று அறுபடுகிறது. இங்கு இடைஅயனக் குவிதல் சற்று வடக்குத் தெற்காக வியாபித்திருக்கிறது. பூமியின் முக் கியமான காற்றுகளின் இயல்பு, பண்பு ஆகியவற்றைப் பற்றி வரும் பக்கங்களில் விரிவாகப் படிப்போம்.

பூமத்திய மண்டலக் காற்று
(winds of the equatorial belt)

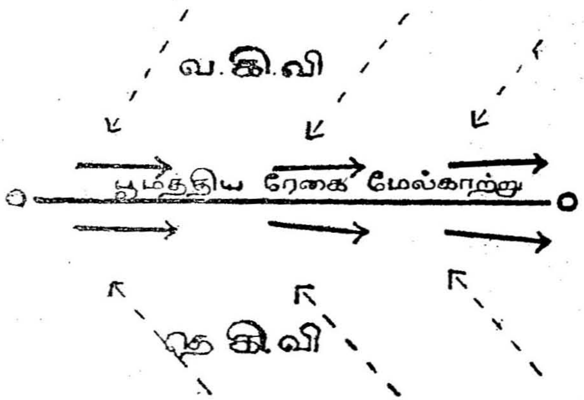
இவை, பொதுவாக பூமத்திய அமைதி மண்டலம் (Doldrums) என்று அறியப்படும் குறைந்த அழுத்த மண்டலம் அல்லது குவியும் பிரதேசத்தைக் குறிக்கின்றன. முன் பகுதிகளில் சொல்லப்பட்டது போல் வடக்கிலும், தெற்கிலும் 30° யிலிருந்து 40° வரை உள்ள பகுதியிலிருந்து மேற்சொன்ன காற்று, கிழக்கு வியாபாரக் காற்று மண்டலங்களிலிருந்து பூமத்திய அமைதி பிரதேசத்தை நோக்கி வீசுகின்றது. வடக்கிலும், தெற்கிலும் பக்கத்திற்கு ஒன்றாக அமைந்துள்ள வியாபாரக் காற்று மண்டலங்கள், பூமத்திய ரேகைக்கருகில், பூமத்திய அமைதி மண்டலத்தினால் பிரிக்கப் பட்டுள்ளன. இது நன்கு வரையறுக்கப்படாத காற்று குவிகின்ற பிரதேசம் என்று குறிக்கப்பட்டுள்ளது. இதன் முக்கியப் பண்புகள் (1) லேசானதும், அவ்வப்போது மாறுபடுவதுமான காற்று, (2) குறைந்த அழுத்தம், (3) தீவிரமிகுந்த செங்குத்தான சலன காற் றோட்டமும், பரவலான மழை ஆகியவையுமாகும். இரண்டு கோளார்த்தங்களிலிருந்தும் வியாபாரக் காற்று பூமத்தியரேகைப் பகுதியில் குவிந்து மேலெழும்பும்பொழுது, அவைகளுக்கிடையில்,



படம் 3—21a பூமத்திய முக்கிய அமைதி மண்டலப் பகுதிகள்

நிலையற்றதும், லேசானதும், அவ்வப்போது மாறுபடக்கூடி யதுமான காற்றைக் கொண்ட அமைதி மண்டலம் ஒன்று உண்டா கிறது (படம் 3—18). காற்றின் குவிதலினாலுண்டாகிய செங் குத்து இயக்கம் மிகுந்த திரண்முகிலையும், இடி, மின்னல் ஆகிய வற்றுடன் கூடிய பெருத்தமழையையும் வருடம் முழுவதும் உண்டாக்குவதற்குக் காரணம் பூமத்திய அமைதி மண்டலத்தின் ஈரக்காற்றின் நிலையற்ற தன்மை என்று கருதப்படுகிறது. பூமத்திய

அமைதி மண்டலம் தொடர்ச்சியாக இல்லை என்று இப்பொழுது அறியப்பட்டுள்ளது (படம் (3—21a). இந்தப் பூமத்தியக் குறைந்த அமுக்த மண்டலம் நன்கு தென்படாதிருப்பதோடு மட்டுமல்லாமல் வருட முழுவதும் தொடர்ச்சியாகக் காணப்படுவதில்லை. சில நேரங்களில் மேற்சொன்ன அமைதி மண்டலம் பரந்தும், மற்றும் சில நேரங்களில் வளிமண்டலத்தின் அமைதியின்மை காரணமாக முழுவதும் மறைந்தும் காணப்படுகிறது. கடற் பரப்பில் சில பகுதிகளில், லேசானதும், மாறுபடக்கூடியதுமான பூமத்திய அமைதி மண்டலக் காற்று நிலவுகின்றது. எடுத்துக் காட்டாக மேற்குப் பசிபிக்கடல், இந்துமஹா சமுத்திரம் ஆகிய பகுதிகள் (அதாவது சுமார் 180° கிழக்குத் தீர்க்க ரேகையிலிருந்து, ஆப்பிரிக்காவின் கிழக்குப் பகுதிவரையுள்ள பகுதி—இது பூமியின் பரிதியில் ஏறக்குறைய $\frac{1}{3}$ பாகமாகும்). இந்தோ-பசிபிக் அமைதி மண்டலமாகிய இப்பகுதியில் (படம் 3—21a) தளர்ந்தும், மாறுபடக்கூடியதுமான காற்று நிலவுகின்றது. மேலும் இங்கே காற்றோட்டம் மேற்கிலிருந்து கிழக்காகக் காணப்படுகிறது. இக் காரணத்தால், இப்பகுதியைப் பூமத்திய ரேகைக்குரிய மேல்காற்று (Equatorial westerlies) நிலவும் பகுதி என்று சிலர் கருதுகிறார்கள். கீழ்க்காற்று (வியாபாரக் காற்று) மண்டலங்களுக்கிடையில்,



(படம் 21b) வடதென்கிழக்கு வியாபாரக் காற்று குவியும் பிரதேசமாகிய பூமத்திய அமைதி மண்டலத்தின் மேற்காற்று

குவியும் பிரதேசத்தில், பூமத்தியரேகை மேற்காற்று மண்டலம் (Equatorial west wind zone) ஒன்று இருப்பதாகச் சிலர் கருதுகிறார்கள் (படம் 3—21b). இது விவாதத்திற்குரியது. இதற்கு மாறாக எந்தப் பருவத்திலும் பூமத்தியரேகைக்கருகில் மேற்காற்

றோட்டம் (Westerly current) நிலவுவதைப் பற்றி சந்தேகங்கள் வெளியாக்கப்பட்டுள்ளன. ஒரு திட்டமான முடிவுக்கு வருவதற்கு எடுகோள்கள் போதுமானவையாக இல்லை. நடத்தப்பட்ட சோதனைகளிலிருந்து இந்தோ-பசிபிக் அமைதிப் பிரதேசத்தில் பூமத்தியரேகை மேற்காற்றோட்ட மண்டலம் (Equatorial west wind zone) இருப்பதாக டாக்டர் எச். ஃப்ளான் (Dr.H. Flohn) கருதுகிறார். இவர், தென்மேற்குப் பருவக் காற்றை, பூமத்தியரேகைப் பகுதியில் காணும் மேற்காற்றின் (Equatorial westerlies) ஒரு மூலம் என்று கூறுகின்றார். ஆனால் மற்றவர்கள் இவற்றைப் பொதுச் சுழற்சியின் ஒரு பாகமாகவே கருதுகிறார்கள். மேலும் பூமத்தியரேகை மேற்குப் பசிபிக் பகுதியில், மேற்கிலிருந்து வரும் காற்று அநேக நிலையற்ற சூறாவளிகளோடு (Depression) இணைந்துள்ளது என்று கருதப்படுகிறது. இந்தோ-பசிபிக் அமைதி மண்டலத்தைத் தவிர, அதையொத்த இரண்டு சிறிய அமைதி மண்டலங்கள் உள்ளன. அவை முறையே பூமத்திய ஆப்பிரிக்காவின் மேற்குக் கரையை அடுத்தும், மத்திய அமெரிக்காவின் மேற்குக் கரையில் பூமத்தியரேகைப் பகுதியிலும் அமைந்துள்ளன. இவை ஆப்பு வடிவிலுள்ளன (Wedgeshaped). இவற்றின் அகன்ற பகுதி கண்டங்களை நோக்கியுள்ளன (படம் 8—21a). மேற்கு அட்லாண்டிக், மத்திய பசிபிக் கடற்பகுதிகளில் அமைந்துள்ள, மேற்சொன்ன சிறிய அமைதி மண்டலங்களைத் தவிர, வியாபாரக் காற்று மண்டலங்களுக்கிடையில் தளர்ந்த, மாறுபடக்கூடிய காற்று நிலவும் பகுதி வேறொன்றுமில்லை. பூமத்தியரேகை குறைந்த அழுத்தப் பள்ளத்தில், சில பகுதிகளில், கிழக்கு மேற்கு ஆகிய இரு திசைகளிலிருந்தும், தளர்ந்த காற்றோட்டம் காணப்படுகிறது. இக்காற்றின் திசையும், விசையும் நிலையற்றவை. முன்பே சொல்லப்பட்டது போல் இது காற்று குவியும் பிரதேசமாயிருப்பதால், சலனத்தின் விளைவாக பூமத்தியரேகைப் பகுதிகளில் மழைப்பொழிவு அதிக அளவிலும், பரவலாகவும் ஏற்படுகிறது. காற்றின் திசை, விசை இவற்றில் ஏற்படும் மாற்றமானது தினசரி வானிலைப் படங்களில் காணும் நிலைமைகளோடு பொருந்தியுள்ளது.

பூமத்தியப் பிரதேசத்தின் வானிலை, விவரித்திருப்பதுபோல் அவ்வளவு சீராக இருப்பதில்லை. கடற்கரையோரமாகத் தினந்தோறும், நிலக்காற்றும், கடற் காற்றும் நிலவுகின்றன. விசேஷமாக நிலப்பகுதிகளில் இடிமழையும் (Thunderstorms), சில இடங்களில் சுழற்காற்றும், (Tornadoes), கொந்தளிப்பு மிகுந்த நிலைமைகளும் வானிலையில் ஏற்படுகின்றன. ஆனாலும் லேசானதும், அமைதியானதுமான காற்றும் உணரப்படுகிறது. புதிய காற்

றின்மை (Absence of fresh air) மக்களைப் பாதிக்கிறது. முன் காலத்தில் (பாய்மரக்கப்பல்கள் உபயோகத்திலிருந்தபோது) கப்பல்கள் பூமத்திய அமைதி மண்டலத்தைக் கடக்க முயலும்போது சில நேரங்களில் பல நாட்களுக்கு அசைவற்ற நிலையில் நிறுத்தப் படும் (Becalmed). இதனால் இவ்வமைதி மண்டலத்தைக் கடக் கும்போது, பொதுவாக அதன் மிகக் குறுகிய எல்லையிற்தான் கடப்பார்கள். பூமத்தியரேகை குறைந்த அமுத்தப் பகுதியில் மாறுபட்ட வானிலையை ஏற்படுத்தும் மேற்சொன்ன இடையூறு களைத் தவிர, வளிமுகத்தின் கிரியையினால் (Frontal activity) ஏற்படும் இடையூறுகளுமுள்ளன. இது சூறைக் காற்றுடன் (Squally winds) கூடிய வானிலையைக் கொண்டுள்ளதால், காற்று குவிதலின் விளைவாகத் தொடர்ச்சியாகக் கனமழையை ஏற் படுத்துகின்றது. அயன மண்டல வளிப் பகுதிகள், அவைகளின் குவிதல், இடை அயன வளிமுகம் அல்லது இடை அயனக் குவிதல், இவை உண்டாகும் முறை, அவற்றின் தோற்றம், அவற்றின் இருப்பைப் பற்றிய (Prevalence) மாறுபட்ட கருத் துக்கள் (Controversial opinion) ஆகிய விஷயங்களைப் பற்றிய விவரங்கள் முழுவதும், "வளிப்பகுதிகளும் வளிமுகங்களும்" என்ற இயலில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. குறிப்பிட்ட நேரத்தில் சராசரிக் காற்றோட்டமானது ஒன்றாகப் புலனாகும் (Synoptic condi-tions) நிலைமைகளைக் காட்டுவதில்லை என்று C. E. பாமர் (Palmer) என்பவர் அயன சுழற்சியைப் பற்றிக் கூறும்பொழுது குறிப்பிட் டுள்ளார். தினசரி வானிலைப் படங்களை ஆராய்ந்தால் பொது வாக, பூமத்தியரேகைக்கருகில் குவிதல் ஏற்படும் பிரதேசத்தில் அலைபோன்ற குழப்பங்களும், சுழல்களும் காணப்படுகின்றனவே யன்றி, கடலின் கிழக்குப் பகுதி தவிர மற்ற இடங்களில் வளிமுகம் போன்றோ, நன்கு வரையறுக்கப்பட்ட பூமத்திய குவிதல் மண்ட லமோ தென்படுவதில்லை. இம்மாதிரி உறுப்புகள் சராசரி நிலைமை களைக் காட்டும் வானிலைப் படங்களில் தோன்றுகின்றன. இருப் பினும் இவற்றை ஒன்றாகப் புலனாகும் நிலைமைகளைக் காட்டுவ தாகக் கருதமுடியாது.

வியாபாரக் காற்று அல்லது அயனமண்டலக் கீழ்க்காற்று
(Trade winds or Tropical easterlies)

அயன மண்டலக் கீழ்க்காற்று, பொதுவாக அயன மண்ட லத்தில் கிழக்கிலிருந்து மேற்காக வீசுகிறது. இது முறையே வடகிழக்கு, தென்கிழக்கு வியாபாரக் காற்று என்று கூறப்படும்.

இக்காற்று பெரும்பாலும் ஒரே விதமாக வீசுகிறது. இது இரு கோளார்த்தங்களிலும், உப அயன அதிக அழுத்த மண்டலங்களுக்கிடையில், பூமத்தியரேகை குறைந்த அழுத்தத்தை நோக்கி வீசுகின்றது. ஜனவரி, ஜூலை மாதங்களில் அயனமண்டலத்தில் நிலவும் சராசரி காற்றோட்டமானது, பொதுவாக ஏற்கெனவே குறிப்பிடப்பட்டுள்ள திட்டத்தைப் பின்பற்றுகிறது. மேற்காற்றுடன் ஒப்பிடும்பொழுது, வியாபாரக் காற்று மிகுந்த நிரந்தரமானது என்று புலப்படும். இருந்தபோதிலும், பல இடங்களில் முக்கியமாகக் காற்றோட்டமானது கண்டங்களின் மேலும், அருகிலும் மேற்சொன்ன எளிய அமைப்பிலிருந்து (Simple scheme) அதிகமாக மாறுபடுகிறது. பருவக் காற்றின் காரணமாய் இந்தியா, தென் கிழக்கு ஆசியா மற்றும் பருவக்காற்று வீசுமிடங்களில் சாதாரணமாகக் காணப்படும் காற்று மாறுதலடைகின்றது. அட்லாண்டிக், பசிபிக் பகுதிகளில் தென்கிழக்கு வியாபாரக் காற்றும், வடகிழக்கு வியாபாரக் காற்றும் கோடை நிலவும் கோளார்த்தத்தில் சந்திக்கின்றன. ஏனெனில், இச்சமயத்தில் குளிர்காலமாக இருக்கும் கோளார்த்தத்தில் காணப்படும் அதிக அழுத்தமானது, வியாபாரக் காற்று மண்டலங்களைப் பூமத்தியரேகையை நோக்கித் தள்ளுகிறது. தவிர இவ்வியாபாரக் காற்று அலை, சுழல் ஆகியவைகளோடு கூடிய புயற்காற்று போன்ற வானிலைக் குழப்பங்களினாலும் பாதிக்கப்படுகின்றது.

இரண்டாம் உலக மகாயுத்தத்தின்போது, அயனமண்டலத்தின் சில பகுதிகளிலும் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கருகிலும், அதிக உயரங்களிலும் கிடைத்த சில குறிப்புகளைப் (Observations) பற்றியும், அவற்றின் முடிவுகளையும், இவ்விடத்தில் கூறுவது மிகையாகாது. ஏனெனில், வியாபாரக் காற்றின் அமைப்பைப் பற்றியும் (Flow pattern), அவற்றின் பண்புகளைப் பற்றியும், சிலருக்குள்ள கருத்தை மாற்றுவதற்கு மேற்சொன்ன குறிப்புகள் பயன்பட்டுள்ளன. அயன சுழற்சியைப் பற்றிய போதிய அளவில்லாத குறிப்புகளை அடிப்படையாகக் கொண்டு பொதுவாகச் சொல்லப்பட்ட செய்திகளால் அயனமண்டலச் சுழற்சி தர்க்கத்திற்குரியதாக உள்ளது. இரு கோளார்த்தங்களிலிருந்தும் வியாபாரக் காற்று ஒரே சீராக வீசுதலும், அதனோடொத்த பூமத்திய அமைதி மண்டத்தில் நிலவக்கூடிய வானிலை நிலைமைகள் முதலியவற்றைப் பற்றிய நெடுநாளையக் கருத்தும், இப்பொழுது மாற்றப்பட்டுள்ளன. அயன வானிலை, காலக் கிரமத்தின்படி (Periodic) நடைபெறுகிறது என்பதும், மேலும் அது ஒரே சீராக உள்ளது என்பதும் போன்ற கருத்துக்கள் தற்பொழுது சிலரால் கைவிடப்பட்டுள்ளன. இம்மாதிரியான மாறுபட்ட கருத்திற்குக் காரணம், அயனமண்டலப்

பகுதிகள் அவ்வப்பொழுது காலக் கிரமத்திற்குட்படா வானிலை வகைகளால் (Weather types) பாதிக்கப்படுவதாகும். மேற்சொன்ன வானிலை வகைகள் வருமாறு: (1) பெரும் புயல். இது வியாபாரக் காற்று மண்டலத்திலும், பூமத்திய அமைதி மண்டலத்திலும் உற்பத்தியாகின்றது. (2) பெரும் புயல்களைத் தவிர, நடு அட்ச ரேகை வளிப்பகுதிகள், அயன மண்டலத்தில் புகுந்து அங்கு நிலவும் சீரான வானிலையைப் பாதிக்கின்றன. மேலும் அயன மண்டலத்தின் பெரும்பகுதிகள் சிறிய தளர்ந்த சூறாவளி போன்ற மற்ற இன்னல்களால் பாதிக்கப்படுகின்றன. நிலைத்த தன்மையுடைய வியாபாரக் காற்று அயனக் கடற்பரப்புகளில் சிறுபகுதியில் மட்டுமே நிலவுகின்றது என்றும், இங்கு வீசும் எதிர் வியாபாரக் காற்று (Anti trades) அதிக உயரங்களில் காணப்படுகின்றது என்றும் சொல்லப்படுகிறது. அயன மண்டலக் கீழ்க்காற்றின் சீரான தன்மை (Steadiness) நன்கு புலப்பட்ட போதிலும் இது குறுகிய பிரதேசத்திற்குள்ளேயே அடங்கியுள்ளது. நிலைத்ததும், ஒரே சீராக வீசுவதுமான வியாபாரக் காற்று 10° அட்சரேகை பரப்புகொண்ட ஒரு மண்டலத்திற்குள் அடங்கியுள்ளது. அதன் திசையும், விசையும், துருவங்களையும், பூமத்தியரேகையையும் நோக்கிக் குறைகின்றது. இக்காற்றின் நிலைத்த தன்மை முக்கியமாக, உப அயன மண்டல எதிர்ச் சூறாவளிகளின் பூமத்தியரேகைக் கிளைகளின் கிழக்குப் பகுதியில் காணப்படுகிறது. ஆனால் மேற்குப் பக்கத்திலோ அதன் நிலைத்த தன்மை, ஏற்கெனவே சொல்லப்பட்ட காரணங்களால் மாறுபடுகிறது. அயனமண்டலக் கீழ்க் காற்றின் நிலைத்த தன்மையில் ஏற்படும் மேற்சொன்ன மாறுபாடு (மேற்கிலும்கூட), நடு அட்சரேகை மேற்காற்றில் ஏற்படும் மாறுபாட்டைவிட மிகக் குறைவாகும். தவிர வடக்கிலும், தெற்கிலும் அதன் வியாபகம் குறைவு. மேலும் இது பூமத்தியரேகையிலிருந்து தொலைவில் காணப்படலாம். உப அயன எதிர்ச் சூறாவளிகளுக்கு மேற்குப் புறத்தில், கடல் பகுதியில் வியாபாரக் காற்று பூமத்தியரேகைக்கு ஏறக்குறைய இணையாக வீசுவதுபோல் தோன்றுகிறது. இப் பகுதிகளில் மேற்கிலிருந்து கிழக்காக உயரே வீசும் எதிர் வியாபாரக் காற்று மேலும் அதிக உயரங்களில் காணப்படுகின்றது. கீழ்க்காற்று (Easterlies) டிரோபோஸ்பியர் வரை விசுவது தெரிகிறது. வியாபாரக் காற்றுக்குமேல் அதிக உயரங்களில் எதிர்வியாபாரக் காற்று நிலவுவது பற்றிச் சந்தேகங்கள் எழுப்பப்பட்டுள்ளன. வியாபாரக் காற்றுக்குமேல் நிலவும் நிலைமையைப்பற்றி ஒன்றும் சொல்ல இயலாது. இரண்டாம் உலக மகாயுத்தத்தின்போது ஆங்காங்கு நடத்தப்பட்ட சோதனைகளிலிருந்து நிலைமை அதிக சிக்கலாக உள்ளது என்று தெரிகிறது.

படுகைகள் உபஅயன மண்டல எதிர்ச்சூருவளிக்கு மேற்புறத்தில், அதிக உயரங்களில் காணப்படுகின்றன. இதன் விளைவாகக் காற்றின் நிலையற்ற தன்மை, அதிக உயரங்களிலும் சலனத்தை (Convection) உண்டுபண்ணுகிறது. கீழ்க்காற்றுக் கிடையில் அதாவது இடை அயனக்குவியும் பிரதேசத்தின் மேலே மேற் காற்று வீசுகிறது என்ற தர்க்கத்திற்குரிய கருத்தை பூமத்திய மண்டலக் காற்று என்ற தலைப்பின்கீழ் கண்டோம்.

வியாபாரக் காற்றின் பண்புகள், இயங்கும் பரப்பின் இயல்பைப் பொறுத்து இடத்திற்கு இடம் முற்றிலும் மாறுபட்டுள்ளது. உபஅயன அதிக அழுத்த அறைகளுக் கருகிலுள்ள வியாபாரக் காற்றின் துருவத்தை நோக்கிய பகுதிகள், வறட்சியாக உள்ளன. இங்கு பொதுவாக வானிலையும் தெளிவாக உள்ளது. ஆனால் இக்காற்றுத் தொகுதியானது உபஅயன மண்டலக் கடல் பகுதிகளிலிருந்து, பூமத்தியரேகையை நோக்கி வெப்பமான அயனக் கடல் பரப்புகளின்மீது இயங்கும்போது சில மாறுபாடுகளுக்குள்ளாகிறது. முக்கியமாக இம்மாறுபாடுகள் மேற்புறத்தைவிடக் கிழக்குப் பக்கத்தில் நன்கு காணப்படுகின்றன. இம் மாறுபாடுகளின் இயல்பு, இவற்றின் விளைவாக ஏற்படும் பண்புகள், மேலும் இவற்றுடன் கூடிய வானிலை ஆகிய விஷயங்களைப்பற்றி ‘வளிப் பகுதிகள்’ என்னும் இயலின்கீழ் விளக்கமாகக் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. வியாபாரக் காற்று பூமத்தியரேகைக்கருகில், ஈரம் (Moisture), நிலையற்ற தன்மை ஆகிய பண்புகளைக் கொண்டுள்ளது. இதனால் வானிலையில் கொந்தளிப்பைக் காணலாம். இங்கு நிலவும் வியாபாரக் காற்று, முகில், மழை ஆகியவற்றுடன் கூடியதாக உள்ளது. ஆனால் துருவத்தை நோக்கிய பக்கங்களில் ஏற்கெனவே சொல்லியதுபோல் வியாபாரக் காற்று வறட்சியினால் நிலைத்த தன்மை, தெளிவான வானிலை ஆகிய பண்புகளைக் கொண்டுள்ளன. இவ்வித பண்புகளில் காணப்படும் வித்தியாசம் அட்சரேகைக்கு அட்சரேகை மட்டுமல்லாமல் கிழக்கு மேற்காகவும் காணப்படுகிறது. உபஅயன எதிர்ச் சூருவளிகளின் கிழக்குப் பக்கங்களில் (Eastern ends) வீசும் வியாபாரக் காற்று பூமத்திய ரேகையை நோக்கிப் பெரும்பாலும் கிழக்குப் (Greatest easterly direction) பக்கமாக வீசுகின்றது. இங்கு இது கீழ்நோக்கி இயங்குவதால் மிகவும் வறட்சியாக உள்ளது. ஆனால் மேற்குப் புறத்தில் நிலையற்ற சூருவளிக் குழப்பங்கள் காணப்படுகிறது; கீழ்நோக்கிய இயக்கம் நன்கு தென்படுவதில்லை. முன்பே சொன்னதுபோல் வியாபாரக் காற்றில், மேல் நிலைவாயு வெப்பக்கிரம மாறுகைகள் ஏற்படுமேயானால், அவை மிக அதிக உயரங்களில்தான் உண்டாகின்றன.

உபஅயன மண்டலம் அல்லது குதிரை அட்சரேகைப் பிரதேசக் காற்று
(Winds of the subtropical or horse latitudes)

முன் பகுதிகளில் குறிப்பிடப்பட்டதுபோல் பூமத்திய ரேகைக்கு வடக்கிலும், தெற்கிலும் 30° முதல் 40° அட்சரேகை வரையுள்ள பிரதேசமே உபஅயன அதிக அமுக்க மண்டலமாகும். இது, லேசானதும், மாறுபடக் கூடியதுமான காற்று, சிறிதளவு மழை அல்லது மேகமூட்டம், பொதுவாக அதிக அமுக்கம் ஆகிய பண்புகளுடன் கூடியது. இப்பகுதியில் தோன்றுகின்ற எதிர்ச்சூருவளிச் சுழற்சியானது, கடற்பரப்பில் அதன் அதிக அமுக்க அறைகளைச் சுற்றிக் காணப்படுகின்றது (Typically seen). எதிர்ச்சூருவளிகளின் நெடுஅச்சு (Longer axis) கிழக்கு மேற்காக உள்ளது. இந்த அதிக அமுக்க முகடானது (Ridge), வீறிட்டுப் பாயும் (Jet streams) காற்றோட்டத்தின் மேற்காற்றுச் சுழற்சியுடன் கூடியதாயுள்ளது. உபஅயன மண்டல எதிர்ச்சூருவளிகளின் ஒரு பகுதியாகிய கடலின் அரை நிலையாயுள்ள அதிக அமுக்கமானது (Oceanic semi permanent high pressure) தொடர்ந்து காணப்படுவதுடன் பொதுச் சுழற்சியில் தெளிவாய்ப் புலப்படும் ஓர் உறுப்பாகும். இவை கோடை காலத்தில் நன்கு தோன்றுகின்றன. கண்டங்களின் மீது உபஅயன அதிக அமுக்க மண்டலத்திற்குப் பதிலாகப் பருவக்காற்றுச் சுழற்சி காணப்படுகிறது. பூமத்தியரேகைக் கருகில் உள்ள உபஅயன அதிக அமுக்க முகட்டின் காற்று அயனமண்டலக் கீழ்க்காற்ருகும் (Tropical easterlies). துருவத்தை நோக்கி வீசுவது, நடு அட்சரேகையின் மேற்காற்றேயாகும் (Westerlies in the middle latitudes). கீழ்க்காற்றுக்கும், மேற்காற்றுக்கும் இடையே உள்ள இந்தக் கடப்புப்பிரதேசமானது, சில சமயங்களில் குதிரை அட்சப்பிரதேசம் அல்லது உபஅயன அதிக அமுக்க அமைதிமண்டலம் என்று சொல்லப்படுகிறது. இப்பகுதியில் உயர்நிலை வாயுக்கள் கீழிறங்கி தரைக்காற்று விரிந்து படர உதவுகிறது. இதனால் இப்பகுதி காற்று நிலைத்துள்ளதோர் இடமாகும். இதனால் இங்கு சலனம் ஏற்படுவதில்லை. இங்கு காற்று குறைந்த விசையையும், மாறுபட்ட திசைகளையும் உடையது. ஏனெனில், காற்று இங்கு எல்லாத் திசைகளிலிருந்தும் வீசுகின்றது. இதன் விளைவாக ஏற்படும் காற்றின் விசையும் மிகக் குறைவாய் உள்ளது. அதிக அமுக்க மண்டலம் அறையறையான அமைப்பைக் கொண்டுள்ளது. காற்றின் திசையில் மையத்திற்கு மையம் மாறுபாடு உள்ளது. ஆனல்

அரைநிலைப் பண்புகொண்ட சில மையங்களில் (Quasi stationary character) காற்றின் திசை மேலும் சீராகக் காணப்படுகிறது.

முன் பகுதிகளில் சொல்லப்பட்டதுபோல், காற்று கீழிறங்குதல் எதிர்ச்சூறாவளிகளின் கிழக்குப் புறத்தில் நன்கு காணப்படுகிறது (படம் 3—20). அதே போல் உபஅயன அதிக அழுத்தப் பிரதேசத்தின் வறட்சியான தன்மை, கடல்களின் கிழக்கு ஓரங்களில் நன்கு தோன்றுகிறது. 1,500 முதல் 2,000 அடி உயரத்திலுள்ள காற்றில் வெப்பக் கிரமமாறுகை ஏற்படுவதற்குக் காரணமாயுள்ள காற்று கீழிறங்குதலைப் பற்றி முன்பே கண்டோம். கிரமமாற்றம் ஏற்படும் படுகைக்கு மேலுள்ள காற்று வறட்சியாயுள்ளது. இந்த நிலைமைகள் மழை அளவை மிகவும் குறைக்கின்றன. மேற்கிலும், தெற்கிலும் 20° முதல் 30° வரையுள்ள அட்சரேகைப் பிரதேசங்களுக் கிடையில் கண்டங்களின் மேற்குக் கரையில் பாலைவனப் பிரதேசங்கள் காணப்படுவதை மேற்சொன்ன காரணம் விளக்குகிறது. அயனமண்டலப் பாலைவனத்தின் கடற்கரைப்பகுதிகள் (Coastal portions) வறட்சி மிகுந்திருப்பதற்குக் காரணம் அழுத்த அறைகளில் (Cells) காற்றுகள் கீழிறங்கும் தன்மையதாய் இருப்பதுதான். ஆனால் எதிர்ச்சூறாவளிகளின் மேற்குப் புறத்தில் காற்று ஈரமாய் இருப்பதோடு மழைப்பொழிவும் அதிகமாய் உள்ளது. கடல்களுக்கு மேற்குப் புறத்தில் உள்ள கண்டங்களின் ஓரங்களில் (அதாவது கண்டங்களின் கிழக்குக்கரைப் பகுதிகளில்) மழைப்பொழிவுகள் அதிகம். இப்பகுதிகளுக்கும், இதே அட்சரேகைகளிலுள்ள வறட்சி மிகுந்த கண்டங்களின் மேற்கு ஓரங்களுக்கும் மழை அளவில் அதிக வித்தியாசம் காணப்படுகிறது. கடலின் எதிர்சூறாவளிகளுக்கு மேற்கிலும், கிழக்கிலும் நிலவும் வளிப்பகுதிகளில் காணப்படும் வித்தியாசத்திற் பின்வரும் விளக்கத்தை ஜெர்க்னஸ் (Bjerkness) என்பவர் கொடுத்துள்ளார். அதாவது மேற்குப் புறத்தில் காற்று மேல்நோக்கி எழும்புவதையும், கிழக்குப் புறத்தில் கீழ்நோக்கி இறங்குவதையும் குறிக்கும் நீள் வளையங்களின் தளம் சாய்ந்திருப்பதால்தான் (Plane of ellipses being inclined) வளிப்பகுதிகளில் மேற்சொன்னவாறு முற்றிலும் வேறுபாடு காணப்படுகிறது (படம் 3—20). இம்மாதிரியான இயக்கம் அறையறையான அமைப்பைக் கொண்ட காற்றுச் சுழற்சியில் வடப்புறத்தில் கிழக்கு நோக்கி இயங்குப்போது காற்றைக் கீழிறங்கச் செய்கிறது. அதே போல் தென்புறமாக இயங்குப்போது, மேற்குப் பக்கத்தில் காற்றை மேலெழுப்புகிறது. (Uplifts). இக்காரணத்தினாலேயே கிழக்கு மேற்குப் பகுதிகளுக்கிடையில் முன்பு கூறியபடி வெப்பதட்ப நிலையில் வேறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன. இடை

அயனக்குவியும் பிரதேசம், உபஅயன அதிக அழுத்த மண்டலம் ஆகியவற்றைப் பற்றிய விளக்கம் அவற்றில் காணப்படும் ஒற்றுமைகளை (காற்றுகளின் குறைந்தவிசை, அவற்றின் திசையில் காணப்படும் குறைவுபட்ட நிலைத்தன்மை) மட்டுமே காட்டுகின்றன. ஆனால் பொதுவாக அங்கு நிலவும் வானிலை நிலைமைகளில் அதிக வேறுபாடுகள் உள்ளன. இவ்வேறுபாட்டிற்கான காரணங்கள் மேற்சொன்ன செய்திகளிலிருந்து நன்கு விளங்குகிறது.

மேற்காற்று மண்டலம்—(Westerlies belt): அனேகக்காற்று மண்டலங்களுக்குள் மேற்காற்று மண்டலம், நன்கு அறியப்பட்ட ஒன்ருகும். ஏனெனில், இங்கு வானிலை அறிவிப்பு நிலையங்கள் அதிகமுள்ளன. மேற்காற்று, அழுத்த நிலைச்சரிவில், உபதுருவக் குறைந்த அழுத்த மண்டலங்களை நோக்கி வடகோளார்த்தத்தில், குதிரை அட்சரேகைப் பிரதேசத்திற்கு வடக்கிலும், தென் கோளார்த்தத்தில் அதற்குத் தெற்கிலும் வீசுகின்றது. மேலும் புயலின் தன்மையையுடைய மேற்காற்று நிலவும் பிரதேசமானது 30°—40° வட, தென் அட்சரேகையிலிருந்து 55°—65° வட தென் அட்சரேகை வரை வியாபித்திருக்கிறது. இம்மண்டலத்தின் பரவல், அவ்வப்போது மாறுபடுகிறது. முக்கியமாகத் துருவங்களுக்கருகிலும், பருவங்களுக்கேற்றவாறும் மாறுபடுகிறது. மேற்காற்று திசையிலோ, விசையிலோ ஒருபொழுதுமே சீராக இருப்பதில்லையாதலால், அவற்றுடன் கூடிய வானிலையும் மாறுபடும் தன்மையாயுள்ளது. இது அபரிமிதமான (Extremes) நிலைகளையுடைத்தாயுள்ளது. இது குளிர்காலத்தில், மிக அதிக விசையுடனும், கோடையில் மிதமான விசையுடனும் வீசுகின்றது. தளர்ந்த காற்றைக் காட்டிலும், சக்தி மிகுந்த காற்றே பெரும்பாலும் நிலவுகின்றது. பொதுவாக நிலைத்த தன்மையுடைய வியாபாரக் காற்றைக் காட்டிலும் மேற்காற்று அதிக சக்தியோடு உள்ளது. இக் காற்றின் முக்கிய திசை மேற்கிலிருந்து கிழக்காக உள்ள போதிலும் ஊன்றிக் கவனித்தால் காற்று எல்லாத் திசைகளிலிருந்தும் வீசுவது புலப்படும். இதனுல் இக்காற்று வியாபாரக் காற்றைப் போல் அவ்வளவு சீரான தன்மையை உடையதாய் இல்லை. மேல் அட்சரேகைகளில் மேற்காற்று அதிக மாறுபாடுகளைக் கொண்டிருக்கக் காரணம் இங்கு அதிக குறைந்த அழுத்தங்களினுல் ஏற்படும் வானிலைக் குழப்பங்களேயாகும். இது வெப்பநிலை வேறுபாடுகளைக் கொண்ட பெரிய சூருவளிப் புயல்களும் (Cyclonic storms), அதிக உயரங்களில் பெரும் புயல் காற்றும் (Super hurricanes) நிலவும் பிரதேசமாகும். இந் நிலைமைகள் காற்ருேட்டத்தை மாறுபாட்டுக்குள்ளாக்குகின்றன.

தவிரக் கண்டங்களின் கிழக்கு ஓரங்களிலும், முக்கியமாக ஆசியாவின் கிழக்கு ஓரங்களிலும், சற்று குறைந்த அளவில் வட அமெரிக்காவிலும், பருவக் காற்றுச் சுழற்சி (விசேஷமாகக் கோடை காலத்தில்) மேற்காற்றோட்டத்தைப் பாதிக்கின்றது.

முன்பே கூறியதுபோல், தென்கோளார்த்தத்தை விட வடகோளார்த்தத்தில், மேற்காற்றின் திசையும், விசையும் அதிகம் பாதிக்கப்படுகின்றது. மேலும் இங்கு காற்றோட்டங்கள் நிலக்காற்று, கடல் காற்று, பருவ மாறுபாடுகள் ஆகியவற்றின் காரணமாக, மிகவும் சிக்கலாயுள்ளன. குளிர் காலத்தைவிடக் கோடையில் அவை தீவிரம் குறைந்து காணப்படுவதுடன் எல்லாத் திசைகளிலிருந்தும் ஒரே இடை வேளையுடன் கூடிய மென்மையான காற்றைக் கொண்டுள்ளன. குளிர் காலத்தில் தீவிரமிகுந்து காணப்படுகின்றன. மேலும் பொதுவாக அவை மேற்குத் திசையிலிருந்து வீசுகின்றன. இக்காலத்தில் புயல்கள் அடிக்கடி வீசுகின்றன. குளிர்காலத்தில் மேற்காற்றுப் பிரதேசமானது பூமத்தியரேகையை நோக்கித் தள்ளப்படுவதோடு, கோடையிலிருப்பதைக் காட்டிலும் அதிக விசாலமாயுள்ளது. கோடையில் இது துருவங்களை நோக்கித் தள்ளப்படுகிறது. இம் சாந்திரியான பெயர்ச்சி காரணமாக உப அயன மண்டலம் போன்ற கடப்புப் பகுதிகள், குளிர்காலத்தில் மேற்காற்றால் பாதிக்கப்படுகின்றன.

கடல் மிகுந்த தென்கோளார்த்தம் தீவிரம் மிகுந்த மேற்காற்றால் பாதிக்கப்படுகின்றது. அதன் திசை விசை, கிழக்கு—மேற்கு வியாபனம் முதலியன வடகோளார்த்தத்தில் உள்ளதைப் போல் மாறுபடுவதில்லை. ஒரே சீரான, பரந்த தென் கடல்களில் மேற்காற்று பெரும் புயலின் விசையோடு வீசுவதால் இங்கு இதற்கு முறையே 40°. 50°, 60° அட்ச ரேகைகளுக்கேற்ப "கர்ஜிக்கும் நாற்பது"—(Roaring forties) என்றும், "ஊளையிடும் ஐம்பது" (Howling fifties) என்றும், "கிரீச்சிடும் அறுபது" (Shrieking sixties) என்றும் பெயர்கள் வழங்கப்படுகின்றன. வருட முழுவதும் குறுகிய அமைதிக் காலங்களைத் தவிர, மேற்காற்று பெரும் புயற் காற்றின் விசையில் வீசுகின்றது. கேப் ஹார்னுக்கருகில் (Cape Horn) விசை மிகுந்த இக்காற்று, "கேப்" முனையைச் சுற்றிக் கிழக்கு மேற்குப் போக்குவரத்துக்கு இடையூறாயிருப்பதுடன் அபாயகரமாயுமுள்ளது. மேற்கு மண்டலங்களின் துருவத்தை நோக்கிய பகுதிகள் முற்றிலும் மாறுபட்ட பண்புகளையுடைய இரு வளிப்பகுதிகள் சந்திக்கும் பிரதேசமாக உள்ளன. குதிரை அட்ச பிரதேசங்களிலிருந்து வரும் வெப்ப

மானது, ஈரமானதுமான அயனமண்டல வளிப்பகுதியும் மேல் அட்சரேகையிலிருந்து குளிர்ந்ததும் வறட்சியானதுமான ஆர்க்டிக் வளிப்பகுதியும் இங்கே சந்திக்கின்றன. துருவ வளிமுகம் என்று சொல்லப்படுகின்ற தொடர்ச்சியற்ற மண்டலம் (Line of discontinuity) மேற்சொன்ன இரண்டு வளிப் பகுதிகளையும் பிரிக்கிறது. இங்கேதான் மிதவெப்ப அட்சரேகைகளில் காணப்படும் பெரும்பான்மையான சூருவளிகளும், எதிர்ச் சூருவளிகளும் உற்பத்தியாகின்றன. குளிர்காலத்தில் காற்று, அழுத்த மண்டலங்களின் பருவப் பெயர்ச்சி காரணமாக, உப துருவக் குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசங்களில், குளிர்ந்த துருவக் காற்று, வழக்கத்தைக் காட்டிலும் சற்று தெற்கே அலையலையாய்ப் பாய்கின்றது. இதுபோலவே துருவ வளிமுகம் தெற்கு நோக்கிச் சஞ்சரிக்கிறது.

இச்சமயத்தில் புயல்கள் நன்கு தோன்றுகின்றன. வானிலையில் மேற்சொன்ன புயல்களின் விளைவைக் கோடையைவிடக் குளிர்காலத்தில் நன்கு காணலாம். மேற்காற்றுடன் கூடிய புயல் போன்ற மாறுபடும் வானிலையானது உபஅயன மண்டலத்தின் அழுத்தப் பகுதிகளைக் காட்டிலும் மேற்காற்றின் துருவங்களை நோக்கிய பகுதிகளில் நன்கு தோன்றுகிறது.

துருவக் கீழ்காற்று (Polar Easterlies): சுமார் 66° வட அட்சரேகைக்குமேல் பொதுவாகக் காற்று சுழன்று, கீழ்க் காற்றாக வீசுகிறது. வடகோளார்த்தத்தில் 70°—75° அட்சரேகை வரையில் நிலவும் காற்றைப்பற்றி சிறிதளவு செய்திகள் கிடைத்துள்ளன. பற்பல அண்டார்க்டிக் பயணங்களிலிருந்து (Antarctic expedition) கிடைக்கப்பட்ட குறைவான வாயுநிலைக் குறிப்புகளைத் தவிர தென் கோளார்த்தத்தில் 60° தென் அட்சரேகைக்கு அப்பாலுள்ள பிரதேசங்களில் நிலவும் காற்றின் நிலைமைகளைப் பற்றி ஒன்றும் தெரியவில்லை. அண்டார்க்டிக் கண்டங்களின் ஓரங்களில் கிழக்கிலிருந்து வீசும் தரைக்காற்றும் (Surface easterlies), 6,000 அடிக்கு மேல் உயரங்களை உடைய பனிப் பீடபூமியின்மீது மேற்காற்றும் நிலவுவதாகச் சிலர் கருதுகிறார்கள். வடகோளார்த்தத்தில் துருவத்திற்கருகில் நிலவும் காற்றின் திசையைப் பற்றிச் சந்தேகங்கள் உள்ளன. இவ்விடத்தைப் பற்றிய ரஷியா அழுத்தப் படங்களிலிருந்து 60° அல்லது 65°-க்கும் வடதுருவத்திற்கும் இடையேயுள்ள பிரதேசத்தில் மேற்காற்று நிலவுவதாகப் புலப்படுகிறது. ஆனால் அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் வானிலைப் படங்கள் மேற்சொன்ன அதே பிரதேசத்தில் (65°—90°) கீழ்க்காற்று நிலவுவதாகக் காட்டுகின்றன.

வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சி: வளிமண்டலம் சக்தி வாய்ந்த வெப்ப வேறுபாடுகளுக்குள்ளாகி, கரடுமுரடான பூமியின் மேற்பரப்பில் இயங்கும் கொந்தளிப்பு மிகுந்த ஒரு பாய் பொருள் (Turbulent fluid). திருப்திகரமான எடுகோள்களின்மையால், நீண்டகால வானிலை முன்னறிவிப்புக்கு உதவக்கூடிய கருத்துக்களை நிறுவுதலோ அல்லது தீர்மானமான முடிவிற்கு வருதலோ கடினமாயுள்ளது.

தரைக்காற்று, வானிலை, வெப்ப தட்ப நிலைகளை எவ்வாறு கட்டுப்படுத்துகின்றது என்றும், முக்கியமாக மேற்பரப்பில் காற்றின் வெப்பநிலை இவற்றால் எவ்வாறு பாதிக்கப்படுகிறது என்றும் இதுகாறும் படித்தோம். வானிலை, வெப்ப தட்பநிலை ஆகியவற்றைச் சரியாக அறிந்து கொள்வதற்குத் தரைக் காற்றின் தன்மையை அறிந்தால் மட்டும் போதாது. தடையற்ற வளி மண்டலத்தின் மேல் மட்டங்களில் காற்றின் அமைப்பைப்பற்றியும் அறிதல் அவசியம். ஏனெனில், மழைப்பொழிவும் அதன் தன்மையும், அறிவதற்கு இவை மிக அவசியம். பூமியின் மேற்பரப்பில் உராய்வினால் பாதிக்கப்படும் கோள் காற்று, மேல் மட்டங்களில் நிலவும் காற்றிலிருந்து குறிப்பாக ஒவ்வொரு பண்பிலும் மாறுபடுகின்றது. உதாரணமாக, மேல் மட்டங்களில் உராய்வின்மையால், அங்கே காற்றின் விசையானது தரைக்காற்றின் விசையைக் காட்டிலும் அதிகமாயுள்ளது. உராய்வின் காரணமாகத் தரைக் காற்று சமஅழுத்தக் கோடுகளைக் கடந்து செல்லுவதால், இவற்றின் திசை, உயரத்தில் நிலவும் காற்றின் திசையிலிருந்து மாறுபடுகிறது என்று ஏற்கெனவே படித்தோம். வளிமண்டலத்தின் மேற்பகுதியில் உராய்வு குறைவாயிருப்பதால், அங்குக் காற்று, புவிச்சுழற்சியால் திசைமாறிய காற்றை (Geostrophic winds) ஒத்திருக்கின்றது. அதனால் மேற்காற்றுச் சுழற்சி அட்ச ரேகை மண்டலங்களாக உள்ளன. தீர்க்கரேகை மண்டலங்கள் நன்கு புலனாகவில்லை.

எல்லோர்க்கும் திருப்தியளிக்கும் வகையில் வளிமண்டலத்தின் சுழற்சியை விளக்குவது கடினம். ஏனெனில், பூமியின் எல்லாப் பகுதிகளுக்கும் முக்கியமாக உயர்நிலை வாயுக்களுக்கு எடுகோள்கள் முழுவதும் கிடைக்கவில்லை. அயன மண்டலத்தின் பெரும் பகுதிக்கும், தென்கோளார்த்தத்தின் மேல் அட்சரேகைப் பிரதேசங்களுக்கும், ஆசியாக் கண்டத்திற்கும் உரிய செய்திகள் கிடைக்கவில்லை. இருப்பினும், நவீன கருவிகளுடன் கூடிய வான ஊர்திகள், மேல் மட்டங்களில் பறக்கும்போது, உபயோகமானதும் மதிப்பிடத் தக்கதுமான எடுகோள்களைச் சேகரித்துள்ளன.

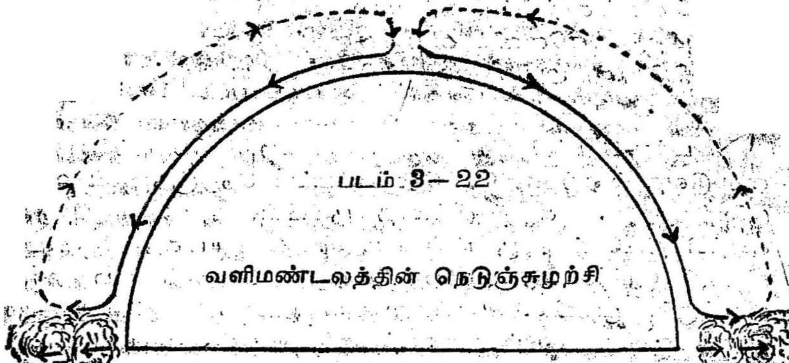
இவை, வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சியைப் பற்றி அறிவதற்கும், வானிலை ஆராய்ச்சியாளர்கள் உயர்நிலை வாயு சுழற்சியைப் பற்றி இதுகாறும் கொண்டிருந்த கருத்துக்களை மாற்றுவதற்கும் ஏதுவாய் இருக்கின்றன. புதிய எடுகோள்களின் உதவியைக் கொண்டு நிறுவப்பட்ட வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சியின் புதிய (Pattern) அமைப்பு எல்லோர் கருத்துக்கும் ஏற்றதாய் திருப்தியளிப்பதாய் இருந்தபோதிலும், இவ்விஷயத்தைப் பற்றிய பழைய கருத்துக்களை முழுவதும் ஒதுக்கிவிட இயலாது.

வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சியை நன்கு புரிந்து கொள்வதற்கு, இதைப் பற்றிய புதிய கருத்துக்களை ஆராயுமுன், பழைய கருத்துக்களைச் சுருக்கமாகத் தெரிந்து கொள்வது அவசியம்.

வளிமண்டலத்தின் நெடுஞ்சுழற்சி
(The meridional north to south circulation)

பூமியின் மேற்பரப்பை அடையும் சூரிய வெப்பத்தின் அளவு எல்லா இடங்களிலும் ஒரே மாதிரி இருப்பதில்லை என்று ஏற்கெனவே முதல் இயலில் பார்த்தோம். நடுஅட்சரேகைகளிலும் மேல் அட்சரேகைகளிலும் சூரிய கிரணத்தின் படுகோணம் குறைவாயிருப்பதால், இங்கு ஒரு குறிப்பிட்ட பரப்பில் கிடைக்கப்பெறும் சூரிய வெப்பம், பூமத்தியரேகைக்கு அருகில் உள்ள இடத்தில், அதே பரப்பளவில் கிடைக்கப்பெறும் வெப்பத்தைக் காட்டிலும் மிகக் குறைவாயுள்ளது. பூமியின் பரப்பில் 30° வட, தென் அட்சரேகைகளுக்கு இடையேயுள்ள பிரதேசம் அதிகஅளவு சூரிய சக்தியைப் பெறுகிறது. இங்கு சூரிய சக்தியின் தேக்கம் (gain) காணப்படுகிறது. இதற்கு அப்பால் உள்ள பிரதேசங்களில் வெப்ப நட்டம் ஏற்படுகிறது. அயனமண்டலத்திற்கு (அதாவது—35° வட தென் அட்சரேகைகளுக்கு) அப்பால் ஏற்படும் வெப்ப நட்டமானது, அயனமண்டலத்தில் ஏற்படும் வெப்பத் தேக்கத்திற்குச் சமமாயுள்ளது. பூமத்தியரேகைப் பகுதியிலிருந்து, துருவப் பிரதேசங்களுக்கு வெப்பமாற்றம் இல்லாவிட்டால், பூமத்திய ரேகைக்கு அருகிலுள்ள பகுதிகள் படிப்படியாக வெப்பமடைந்து கொண்டும், துருவப் பகுதிகள் படிப்படியாகக் குறைந்து கொண்டுமிருக்கும். ஒரு குறிப்பிட்ட இடத்தின் பல வருடங்களின் சராசரி வெப்பநிலை நிலைத்ததாக இருக்க வேண்டுமானால், மாறுபடாத நிலையுள்ள ஒரு காற்றுச் சுழற்சி அவசியம். இச் சுழற்சியால் வெப்பம் துருவங்களை நோக்கி அங்குள்ள வெப்ப நட்டத்தை ஈடு செய்யக் கடத்தப்படுகிறது. இவை காற்றோட்டங்களினாலும் நீரோட்டங்களினாலும் நடைபெறுகின்றன. கடல்களுக்கு இடையில்

அமைந்துள்ள கண்டங்களின் பல பகுதிகள் வெப்பக் கதிர்வீசலின் மாற்றத்தால் துரிதமாகக் குளிர்ச்சியோ வெம்மையோ அடைகின்றன. ஆனால் கடல் பகுதிகள் இப்படிப் பட்ட மாற்றத்தால் துரிதமாக மாறுதலடையாமல், மெதுவாக மாறுதலடைகின்றன. ஏனெனில், நீர் ஓட்டங்கள் அதிகத் தூரத்திற்கு வெப்பத்தையும் குளிர்ச்சியையும் எடுத்துச் செல்கின்றன. எடுத்துக்காட்டாகக் கல்ஃப் நீர் ஓட்டத்தையும் காற்று இயக்கும் அட்லாண்டிக் நீர் ஓட்டத்தையும் கூறலாம். கடல் பகுதிகள் கதிர்வீசல் மாற்றங்களால் அதிகம் பாதிக்கப்படுவதில்லை. காற்றைப் போன்ற இயங்கும் ஊடகத்தில் வெப்பமாற்றங்களால் உண்டாகும் ஓட்டங்கள் வெப்பநிலையில் காணப்படும் வித்தியாசங்களைச் சமப்படுத்த முயல்கின்றன. முக்கியமாய் நடு அட்சரேகைகளில் வெப்பமாற்றம் ஏற்படுவது நன்கு புலப்படுகிறது. இது இப்பிரதேசங்களில் நிலவும் பெரும்பான்மையான வளிப்பகுதி, வளி முகம் ஆகியவற்றின் இயக்கங்களை ஆராய்ந்ததிலிருந்து தெரிகிறது. பூமத்தியரேகைப் பகுதிகளில் அதிகம் சேரும் வெப்பத்தின் அளவையும், அதனால் ஏற்படும் பலனையும் தீர்மானிக்கும் பொருட்டுப் பூமியைச் சுழற்சியற்றதாகவும், ஒரு படித்தானதாகவும். கதிரவன் அதனுடைய நேர்பாதையில் சஞ்சரிப்பதாகவும் தற்காலிகமாகக் கருதுவோம். கீழ் அட்சரேகைகளில் வளிமண்டலம் அதிக வெப்பம் அடைவதால், இங்குக் காற்றானது மேல்நோக்கி விரிவடைகிறது. இதுபோலவே மேல்அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில் வளிமண்டலம் குறைவாக வெப்பமடைவதால், இங்குக் காற்று குளிர்ந்து கீழ்நோக்கிச் சுருங்குகிறது. அதாவது, கதிர்வீசும் தன்மையில் ஏற்படும் வித்தியாசங்கள் பூமியின் மேற்பரப்பில் துருவப் பிரதேசத்தில் குளிர்ந்த காற்றின் உற்பத்தி இடங்களும், பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்தில் வெப்பமான காற்றின் ஆதாரங்களும் உண்டாக ஏதுவாயுள்ளன. இவ்வாறாக, கடல் மட்டத்திற்கு மேல் சுமார், 5 கிலோ மீட்டர் உயரத்தில் உள்ள குறிப்பிட்ட மட்டத்தில் அதிக உயரமுள்ள வளிமண்டலம் துருவங்களைக் காட்டிலும், பூமத்தியரேகைக்கு அருகில் காணப்படுகிறது. இதனால் பூமியின் மேற்பரப்பில் 5 கிலோ மீட்டர் உயரத்தில் பூமத்தியரேகையிலிருந்து துருவப் பிரதேசங்களை நோக்கி அழுத்த நிலைச்சரிவு உண்டாகிறது. ஆகையால், உயரத்தில் பூமத்தியரேகையிலிருந்து துருவப் பகுதியை நோக்கி வாயு மாற்றம் உண்டாகிறது. இவ்வாறு காற்று வீசுவதன் மூலம் துருவப் பிரதேசங்களிலிருந்து பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்தை நோக்கி அழுத்த நிலைச்சரிவு ஒன்று தரைமட்டத்தில் ஏற்படுகிறது. இதனால், தரைப்பரப்பில், துருவத்திலிருந்து பூமத்தியரேகையை நோக்கிக் காற்று வீசுகிறது.



படம் 3—22

வளிமண்டலத்தின் நெடுஞ்சுழற்சி

வடகோளார்த்தத்தில் மேற்சொன்ன விளக்கங்களின்படி நிலையான பூமியின்மேல் அட்சரேகைக்கு அட்சரேகை உள்ள வெப்ப வேறுபாடுகளின் விளைவாய் உயரத்தில் வெப்பமான தென் திசைக் காற்றும் அதற்குக் கீழ் குளிர்ந்த வடதிசைக் காற்றும் வீசுவதைக் காணலாம். மேற்சொல்லப்பட்ட காற்றின் இயக்கங் களோடு முறையே பூமத்தியரேகை, துருவங்கள் ஆகிய இடங் களில் ஏற்படும் காற்று மேலெழும்புதலையும், கீழிறங்குதலையும் சேர்த்து, ஒரு முழுச் சுழற்சியை நிலை நாட்ட இயலும்.

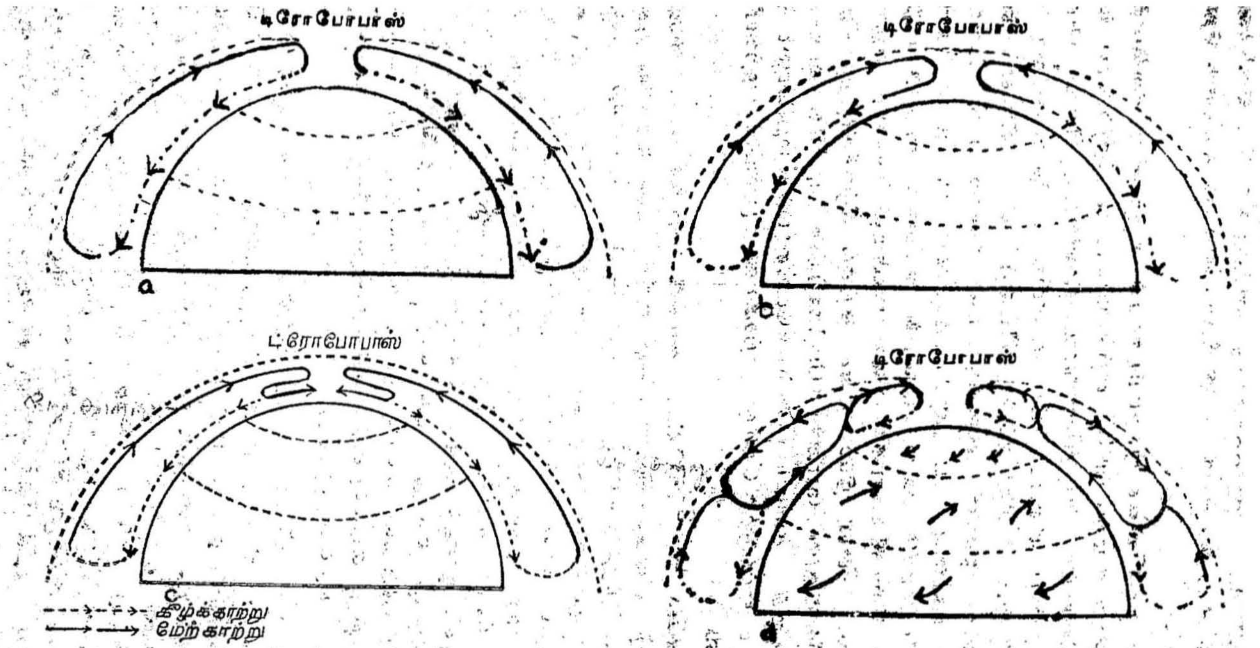
மேலே விவரிக்கப்பட்ட இந்த நெடுஞ்சுழற்சி (படம் 3—22) வளிமண்டலத்தில் காணப்படும் உண்மையான நிலையிலிருந்து வழுவுவதோடு அல்லாமல், அதனின்றும் வேறுபடுகிறது. இதற்கு இரண்டு காரணங்கள் உள்ளன. அவையாவன: (1) பூமியின் சுழற்சி (2) நீர் நிலப்பரப்பின் வியாபனம். மேலே விவரிக்கப் பட்ட சுழற்சி முழுவதும் பூமியின் (மேற்கிலிருந்து கிழக்கு நோக்கிய) இயக்கத்தினால் மாறுபடுகிறது. பூமத்தியரேகையில் உற்பத்தியாகும் காற்று பூமியின் சுழலும் அச்சிலிருந்து அதிக தூரத்தில், அதிக கோணத்திணிவு வேகத்தைக் (Angular momentum) கொண்டுள்ளது. துருவங்களோ பூமியின் அச்சுக்கருகில் இருப்பதால், அங்குக் காற்று குறைந்த கோணத்திணிவு வேகத்தைக் கொண்டுள்ளது. கோணத்திணிவின் அழிவின்மை (Conservation) துருவத்தை நோக்கி இயங்கும் ஒரு வளிப்பகுதி, பூமியின் மேற்பரப்பில், மேல் அட்சரேகையில் இயங்கும் காற்றை விட, அதிவேகமான கிழக்கு நோக்கிய இயக்கத்தை உண்டு பண்ணுகிறது. அதிவேகமாகக் கிழக்கு நோக்கி இயங்கச் செய் கிறது. இதனால் பூமத்தியரேகையிலிருந்து துருவத்தைநோக்கி வீசும் காற்றின் இயக்கமானது மேற்கிலிருந்து கிழக்காகத் திரும்பு கிறது. இதேபோல் துருவங்களிலிருந்து பூமத்தியரேகையை

நோக்கி வீசும் காற்றின் இயக்கமானது கிழக்கிலிருந்து மேற்காகத் திரும்புகிறது. ஏனெனில், காற்று குறைந்த கோணத்திணிவுடைய இடத்திலிருந்து அதிக கோணத்திணிவுடைய இடத்தை நோக்கி வீசுகிறது.

வடக்கு நோக்கி இயங்கும் காற்றுச் சுழல்களில் கீழ்க்காற்றும் ஏற்படுவதால் ஏற்கெனவே சொல்லப்பட்ட நெடுஞ்சுழற்சி உருக்குலைந்துவிடும். சுழற்சியில்லாத பூமியின்மீது நிலவும் நெடுஞ்சுழற்சி திடீரென்று பூமியின் சுழற்சியால் இயக்கத்திற்கு உள்ளானால் (Subjected) மேலே விவரிக்கப்பட்ட நிலைமை நன்கு விளங்கும். முதலில், அதாவது பூமி இயக்க மற்று இருக்கும் போது. வளிமண்டலம் அசைவற்றிருக்கும் என்பது தெரிந்ததே. பூமியின் சுழற்சி ஆரம்பித்தவுடன் வடகோளார்த்தத்தில், மேற்காற்று வளிமண்டலத்தின் மேல் பகுதியில் தோன்ற ஆரம்பிக்கின்றது. இங்கு இவற்றுடன் வடக்கு நோக்கியதும் கிழக்கு நோக்கியதுமான இயக்கங்களும் (Components) சிறிதளவு காணப்படுகின்றன. மேற்பரப்பில் தெற்கு நோக்கிய இயக்கமும் தெரிகிறது இச்சுழற்சியானது மண்டல (Zonal) அமைப்பில் உள்ளது

மேலே விவரிக்கப்பட்ட சுழற்சி, குறிக்கப்பட்ட விஷயங்களோடு பொருந்தவில்லை. சுழற்சியில் தரை உராய்வு முக்கியமானது. இது மேற்பரப்புப் படுகைகளில், அளவுக்கு மிஞ்சிய கீழ்க்காற்று தோன்றுதபடி தடை செய்கிறது. மேற்காற்று அதிக உயரத்தில் காணப்படுவதால் இவற்றுக்கும் பூமியின் மேற்பரப்புக்கும் நேரடியான தொடர்பு இல்லை. மேல் படுகையிலும், கீழ்ப் படுகையிலும் உள்ள காற்று ஒன்று கலப்பதால் மேற் காற்று உயரத்தில் இயங்குவதும் கீழ்க் காற்று கீழ் இயங்குவதும் குறைக்கப்படுகிறது. மேற்காற்றின் அளவு மேற்பரப்பிற்கருகில் உள்ள கீழ்க் காற்றின் அளவைவிட மிகவும் அதிகமாயுள்ளது. ஏனெனில் அதனுடைய வேகத்திணிவு கலப்பினாலும், மேற்பரப்பின் உராய்வினாலும் பாதிக்கப்படுகிறது.

படம் 8—23 இல் காட்டப்பட்டுள்ள சுழற்சி குறிக்கப்பட்ட சில அம்சங்களோடு நன்கு பொருந்துகிறது. சுமார் 5 கிலோ மீட்டர் உயரத்திற்குமேல் மேற் காற்று எல்லா அட்சரேகைகளிலும் நிலவுவதாகக் கண்டுபிடிக்கப்பட்டுள்ளது. கீழ்க் காற்று 30° வட, தென் அட்சரேகைகளின் மேற்பரப்பில் பொதுவாகக் காணப்படுகின்றது. 60° வட, தென் அட்சரேகைகளுக்கு அப்பாலுள்ள துருவப் பிரதேசங்களிலும் கீழ்க் காற்று காணப்படுகின்றது. இரு கோளார்த்தத்திலும் 30° முதல் 60° வரையிலுள்ள பிரதேசத்தில் கடல் மட்டத்தில் மேற் காற்று நிலவுதல் விளக்கப்படவேண்டும்.



படம் 3-23. பூமியின் சுழற்சியினால் எவ்வாறு வளிமண்டலத்தின் வடக்கு—தெற்கு நெடுஞ்சுழற்சி மூன்றரை சுழற்சியாக நிறுவப்படுகிறது என்பதைக் காட்டும் படம்.

மேற்சொன்ன கொள்கையின் திட்டம் படத்தில் காட்டப் பட்டபடி, (படம் 3—23a) கீழ்க் காற்று எல்லா அட்சரேகை களிலும் மேற்பரப்பில் நிலவுவதாகவும், உயரத்தில் மேற் காற்று நிலவுவதாகவும் உள்ளது. ஆனால் இது செயல் முறைக்கு ஒவ்வாததாக உள்ளது. இம்மாதிரிச் சுழற்சியின் முடிவு கீழ்க் காற்றுக்கு மேற்பரப்பில் ஏற்படும் உராய்வினால், பூமியின் சுழற்சியை மெதுப்படுத்துவதாகும். ஆனால், மற்றொரு புறம் வளி மண்டலம் பூமியினிடத்திலிருந்து வேகத்தினிவைத் தொடர்ந்து பெறுகிறது. இருந்தாலும் இந்நிலை ஏற்படுவதில்லை. ஏனெனில், செயல் முறையில் பூமியின் சுழற்சி ஒரே மாதிரியாக (Constant) உள்ளதாகக் கருதப்படுகிறது. அதாவது பூமியுடன் தொடர்பு ஏற்படும்போது வளிமண்டலத்தின் வேகத்திணிவு கூடவோ, குறையவோ இல்லாமல் ஒரே சமநிலையில் இருக்கவேண்டும். இச்சம நிலையை நிலை நிறுவுவதற்குக் கீழ்க் காற்றின் தடை செய்யும் தன்மையானது மேற்காற்றின் முடுக்கு விசையின் பயனுக்குச் சமமாயிருத்தல் வேண்டும். மேற்சொன்ன சம நிலையை ஏற்படுத்த நெடுஞ்சுழற்சியானது பூமியின் சுழற்சியினால் ஒவ்வொரு கோளார்த்தத்திலும் மூன்று தனித்தனி அறைகளாகப் பிரிகிறது (படம் 3-23d).

(வெப்ப இயக்க விளைவுகளின் கூட்டுப்பலன் அறையறையான அமைப்பை உண்டாக்குகிறது. படங்களில் காணப்படுவதுபோல், அறையறையான அமைப்பைக் கொண்ட சுழற்சியின் தோற் றத்தை முழுவதும் நன்கு புரிந்து கொள்வதற்குப் பூமியின் தினசரி இயக்கம், அதன் மேற்பரப்பில் காற்றின் இயக்கங்களை எவ்வாறு பாதிக்கிறது என்பதை ஆராயவேண்டும்.) அட்சரேகை வட்டத் துக்கு இணையாக இயங்கும் காற்று வளையத்தின் சுழற்சி பூமி சுழலும் வேகத்தைக் காட்டிலும் அதிகமாயிருந்தால், அப்பொழுது இக்காற்றுச் சுழலின் அதிக அளவுள்ள மையம் விலகு விசையினால் பாதிக்கப்படுகிறது. இந்த விசையானது இயங்கும் காற்றுச் சுழலைப் பூமி சுழலும் அச்சிலிருந்து விலகச் செய்கிறது. வட கோளார்த்தத்தில் இது தெற்கு நோக்கித் தள்ளப்படுகிறது. காற்றுச்சுழல் இயங்கும் வேகம், பூமியின் சுழலும் வேகத்திற்குச் சமமாக இருக்குமானால், அதாவது காற்று அசைவற்ற நிலையி லிருக்கும்போது, அதிகப்படியான மையம் விலகு விசை உண்டாவ தில்லை. இப்படியில்லாமல் போனால், பூமியின் மேற்பரப்பில் இருக்கும் எந்தப் பொருளும், பூமத்தியரேகையை நோக்கித் தள்ளப்படும். இயங்கும் காற்றுச் சுழலின்வேகம், பூமி சுழலும் வேகத்தைக் காட்டிலும் குறைவாயிருந்தால், அது கீழ் காற்றுகத் தோன்றுவதோடல்லாமல், மையம் விலகு விசைக் குறைவினால்

பாதிக்கப்படுகிறது. இதனுல்தான், கீழ்க் காற்று பூமியின் அச்சை (வடகோளார்த்தத்தில் வடக்கு) நோக்கி இயங்குகிறது.

வடகோளார்த்தத்தில் மேற் காற்று மண்டலம் தெற்குநோக்கித் தள்ளப்படாமலிருக்கக் காற்று வளையத்திற்குத் தெற்கே வளி மண்டலத்தின் அழுத்தம், வடக்குப் புறத்திலிருப்பதைக் காட்டிலும் அதிகமாயிருத்தல் வேண்டும். தெற்கில் நிலவும் அதிக அழுத்தமானது, வடக்கு நோக்கிய ஒரு விசையை உண்டாக்குகிறது. இந்த விசைதான், அதிகப்படியான மையம் விலகு விசையைச் சமப்படுத்துகிறது (Balances).. இந்த அழுத்த விசையில்லாமல் போனுல், காற்று வளையம் சிறிது தெற்கு நோக்கித் திரட்டப்படும் வரை அங்குப் போதுமான அளவு காற்று பெயர்க் கப்படுகிறது. இதனுல் தெற்கில் குறுக்குக் காற்ருேட்ட அழுத்த அதிகரிப்பு (Cross current pressure, rise) ஏற்பட்டு முன் சொல்லப் பட்ட சமநிலை நிறுவப்படுகிறது. இதற்குத்தேவையான மொத்தக் காற்றுப் பெயர்ச்சியானது, காற்ருேட்ட மண்டலத்தின் அகலத் தோடு ஒப்பிட்டுப் பார்க்கும் போது மிகக் குறைவாயுள்ளது. வடகோளார்த்தத்தில் கீழ்க் காற்று மண்டலம் நிலைத்திருக்க, தென் புறத்திலிருப்பதைவிட, வடக்குப் புறத்தில் அழுத்தம் அதிகமாயிருக்க வேண்டும். இவ்விதம் ஏற்பட்ட அழுத்த விசையானது, இயங்கும் காற்றுச் சுழலைப் பாதிக்கும் மையம் விலகு விசைக் குறைவைச் சமப்படுத்துகிறது. வடகோளார்த் தத்தில் வடக்கு நோக்கி இயங்கும் காற்று கிழக்கு நோக்கிய ஓட்டத்தையும், தெற்கு நோக்கி இயங்கும் காற்று மேற்கு நோக்கிய ஓட்டத்தையும் அடைகின்றது என்பது முக்கியமாகக் கவனிக் கப்பட வேண்டியது. கிழக்கு நோக்கி விலகும் தன்மையைச் சரிப்படுத்த வடக்கு நோக்கி இயங்கும் காற்ருேட்டமானது, கிழக்குப் பக்கத்தில் காற்றைத் திரட்டி மேற்குப் பக்கத்தைவிட இங்கு அதிக அழுத்தத்தை ஏற்படுத்துகிறது. தெற்கு நோக்கி இயங்கும் காற்று இதற்கு மாருக உள்ளது. இந்த விதிகளை முன் பகுதிகளில் விவரிக்கப்பட்ட எத்திசைக் காற்றுக்கும் பிரயோ கிக்கலாம். அவையாவன :—பை பாலட்டின் விதி (Buy ballot's law) ஃபெர்ரல் விதி (Ferrel's law) முதலியன. காற்றுக்கும், கிடை அழுத்த வியாபனத்திற்குமிடையே உள்ள தொடர்பு பரஸ்பரமானது என்பது மேலே கொடுக்கப்பட்டுள்ள விவாதத்தி லிருந்து நன்கு விளங்குகிறது. காற்றின் இயக்கத்தைப் பற்றிய விதிகளும் நிலைகளும் ஏற்கெனவே விவரிக்கப்பட்டுள்ளன.

மறுபடியும் படத்தில் காட்டியபடி வளிமண்டலத்தில் சுழற்சி யைப் பார்ப்போம். வளிமண்டலத்தில் தனித்தனிக் காற்றுக்

கற்றை (Parcels)களின் சார்பற்ற (absolute) கோணவேகத் திணிவு (Angular momentum), உராய்வு விசைகளாலன்றி மாறுபடுவதில்லை. இந்த நிலைமைகளின் கீழ், துருவப் பிரதேசங்களின் தரையை அடுத்து மேல் காற்றும் பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்தில் உயரத்தில் கீழ் காற்றும் உண்டாக, நெடுஞ் சுழற்சியின் வடக்குத் தெற்கான இயக்கங்கள் படிப்படியாகக் கோணத் திணிவை மறுபடியும் பகிர்ந்து கொள்ளவேண்டும் (3—23b). நெடுஞ் சுழற்சியானது மெதுவாக ஏற்பட்டால், வளிமண்டலத்தில் அழுத்தப் பரவலானது நிலவும் மண்டலக் காற்றுக்கு (Zonal winds) ஏற்றவாறு நெருங்கித் தொடர்ந்து அனுசரித்துக் கொள்ளவேண்டும். படம் 3-23bஇல் கடல் மட்ட மிகுந்த அழுத்தம், கீழ் அட்சரேகைகளில் நிலவும் கீழ்க் காற்றுக்கும், மேல் அட்சரேகைகளில் நிலவும் மேற் காற்றுக்கும் இடையிலுள்ள கடப்புப் பகுதியில் காணப்படுகிறது. அதிகப்படி மையம் விலகு விசையினால் பாதிக்கப்படும் வரையில் மேற்காற்று மண்டலம் அதன் தெற்கு நோக்கிய பெயர்ச்சியைத் தொடரலாம். ஆனால், மேற் காற்று மண்டலத்தின் ஒரு பகுதி, பூமியின் பரப்புடன் உராய்வதனால் வேகத்திணிவைச் சிறிது சிறிதாக இழக்கநேரிடும். மையம் விலகுவிசை குறைவாயிருப்பதால், பூமியின் பரப்பிற்கருகில் மேற்காற்றின் தீவிரம் குறைந்த பகுதி வடக்கு நோக்கி இயங்குதல் வேண்டும் (படம் 3—23c). காற்று குளிர்ச்சி அடைந்து, துருவங்களுக்கருகில் கீழிறங்குவதால் தடை செய்யப்பட்ட மேற் காற்று சலனத்தின் காரணங்களால், துருவத்திலிருந்து சிறிது தூரத்தில் அதிக உயரங்களில் கட்டாயமாக வெளிவிடப்படுகின்றது. முடிவாக இறுதியில் படம் 3—23dஇல் காட்டியுள்ளதுபோல் அறையறையான சுழற்சி தோன்றுகின்றது.

மேலே விவரிக்கப்பட்ட காற்று மண்டலங்கள் சி. ஜி. ராஸ்பி என்பவரால் குறிக்கப்பட்டவை. இவை ஃபெர்ரல் என்பவரின் கருத்துக்களை ஒத்திருக்கின்றன. பூமியின் சுழற்சியின் பாதிப்பினால், வளிமண்டலம் திறமையற்ற (Inefficient thermodynamic engine) வெப்பச் சலன எந்திரமாக உள்ளது. அதிக உயரத்திலுள்ள மேற் காற்றைப்போலக் காற்று சக்தி மிகுந்தவையாயும் அதிக விசையுடன் கூடியதாயும் இருந்தபோதிலும், அவற்றின் நெடுஞ்சுழற்சியின் உறுப்புகள் (Components) சிறியவை. இவ்வாறிருந்த போதிலும், இது பூமியின் மேற்பரப்பில் வெப்பச் சமநிலைக்குத் தேவையான நிலைத்த தன்மையை ஏற்படுத்தப் போதுமானதாக இருக்கிறது (படம் 3—5, 3—18). தரைக்காற்று வகைகளையும் அழுத்த மண்டலங்களையும் காட்டுகின்றன. இவை முன் பகுதிகளில் விவரிக்கப்பட்டுள்ளன. செங்குத்துக் குறுக்குவெட்டுச்

சுழற்சியை அறிவதற்கு வளிமண்டலத்தின் வெப்பமானதும், குளிர்ந்ததுமான உற்பத்தி இடங்களை அறிவது அவசியமாகிறது.

மூன்று அறைச் சுழற்சி
(The tricellular circulation)

சலனம் எவ்வாறு சுழற்சியைப் பாதிக்கிறது என்புதைப் பற்றி இதுகாறும் படித்தோம். சராசரிச் சுழற்சியின் அமைப்பு வளிமண்டலத்தின் வெப்பப் போக்கிற்கு (Process) இணங்கியதாக இருக்கிறதா என்றறிவது அவசியமாகும்.

வளிமண்டலத்தின் கதிர்வீசல் போக்கு முழுவதும் அறியப் படாவிட்டாலும், ஒரு குறிப்பிட்ட அளவிற்குக் கண்டு பிடிக்கப் பட்டுள்ளது. இந்தப் போக்கின்படி, எல்லா இடங்களிலுமே தடை படாத வளிமண்டலம் கதிர்வீசலினால் வெப்பத்தை இழக்கிறது. நடு அட்சரேகைகளில் கடல் மட்டத்திற்கு மேல் 2 அல்லது 3 கிலோமீட்டர் உயரத்தில் வளிமண்டலம் இழக்கும் வெப்பத்தினால், ஒரு நாளைக்கு ஒன்று அல்லது 2 சென்டிகிரேட் வெப்பநிலைக் குறைவு ஏற்படுகிறது. இவ்விதம், பூமத்தியரேகைப் பிரதேசம் தவிர, மற்ற இடங்களிலெல்லாம், தடைபடாத வளிமண்டலம் (உயரத்தில்) சுழற்சிக்கு ஒரு குளிர்ந்த ஆதாரமாக அமைகிறது. பூமியின் மேற் பரப்பிலும், மேற்படுகைகளிலும் எங்கெங்கு திரவமாதலின் உள்ளுறை வெப்பம் வெளிப்படுகிறதோ அதாவது அதிக அளவில் செங்குத்து காற்று இயக்கங்கள் ஏற்படுகிறதோ அவ்விடங்களிலும், வளிமண்டலத்தின் சுழற்சியை இயக்கும் முக்கிய வெப்ப ஆதாரங்கள் (heat sources) காணப்படுகின்றன. வளிமண்டலம் தன் வெப்ப ஆதாரங்களின் பரவலை ஓரளவுக்கு சரிப் படுத்திக்கொள்ளச் சலனத்தினால் ஏற்பட்ட வெப்பநிலை மாற்றங்களின் மூலம், தன் குளிர்ந்த மூலாதாரங்களின் தீவிரத்தை மாற்றுகிறது.

மேற்சொல்லப்பட்டனவற்றிலிருந்து, அயனமண்டலக் காற்று நிபந்தனைக்குட்பட்ட நிலையில்லாத தன்மையது என்பதும் (Conditionally unstable), இதனால் திரவமாதல் ஏற்படுவதன் காரணமாக வளிமண்டலத்தில் அதிக உயரங்களிலும்கூட வெப்பச் சலனம் உண்டாகிறது என்பதும் தெரிய வந்திருக்கின்றன. பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்திலிருந்து, மேலெழும்பும் காற்று துருவத்தை நோக்கி அதிக உயரங்களில் பரவுகிறது. விரிவடைவதால் இது இயல்பாகவே கதிர்வீசலினால் குளிர்ச்சியடைந்து, குதிரை அட்ச பிரதேசங்களில் பூமியை நோக்கிக் கீழ் அமிழ்கிறது (Sinks to the

ground). குதிரை அட்சரேகைப் பிரதேச அதிக அழுத்தத்தி லிருந்து கீழிறங்கும் காற்றின் ஒரு பகுதி துருவத்தை நோக்கியும், அதன் மற்றொரு பகுதி பூமத்தியரேகையை நோக்கியும் பரவு கின்றது. துருவத்தை நோக்கி இயங்கும் காற்று வடகோளார்த் தத்தில் மேற்காற்ருகவோ தென்மேற்குக் காற்ருகவோ தோன்று கிறது. அதேபோலத் தென்கோளார்த்தத்தில் இவை பூமியின் மேற்பரப்பில் வடமேற்குக் காற்ருக இயங்குகின்றது. மேற் சொன்ன காற்று (துருவத்தை நோக்கி இயங்கும் பிரிவு), துருவங் களிலிருந்து பூமத்தியரேகையை நோக்கி இயங்கும் குளிர்ந்த துருவக்காற்றைச் சந்திக்கும்போது, மேற் காற்று (Westerlies) மேலெழுப்பப்படுகின்றது. இந்த மேல் நோக்கிய இயக்கத்தை ஏற்படுத்துவதற்குத் தேவையான வெப்பமானது மேலெழும்பும் காற்றினுல் திரவமாதலின்போது வெளிவிடப்படும் உள்ளுறை வெப்பத்திலிருந்து (Latent heat) கிடைக்கிறது. பூமத்திய ரேகையை நோக்கி இயங்கும் காற்றுப் பிரிவு வடகோளார்த் தத்தில் கீழ்க்காற்று அல்லது வடகிழக்கு வியாபாரக் காற்ரு கின்றது. தென்கோளார்த்தத்தில் தென்கிழக்கு வியாபாரக் காற் ருகவும் ஆகின்றது. இவ்விதமாக ஒவ்வொரு கோளார்த்தத் திலும் முதலில் தனித்தனியே காணப்பட்ட நெடுஞ் சுழற்சியின் ஒரு காற்றறையானது (Cell of air) மூன்று தனித்தனி அறைக ளாகப் பிரிக்கப்படுகின்றன (படம் 3—23a, b, c, d).

பூமத்தியரேகையிலிருந்து குதிரை அட்சரேகைப் பிரதேசம் வரை வியாபித்துள்ள, நெடுஞ்சுழற்சியின் காற்றறைக்கு "வியா பாரக் காற்றறை" (Trade wind cell) என்று பெயர் வழங்கப்படு கிறது. ஏனெனில் இதுதான், நிலைத்த தன்மையதான வியாபாரக் காற்றின் இயக்கத்திற்குப் பொறுப்பாயுள்ளது. இரண்டாவது காற்றறையானது 60° அட்சரேகையிலிருந்து துருவத்தை நோக்கி வியாபிக்கிறது. இது துருவ வளிமுகக் காற்றறை (Polar front cell) என்று அறியப்படுகிறது. மேற்சொன்ன இந்த இரண்டு அறைகளிலும், வெப்ப மூலாதாரங்கள் கீழ் மட்டங்களிலும், குளிர்ந்த ஆதாரங்கள் உயரத்திலும் வியாபித்துள்ளன. இக் காற்றறைகள் "நேர்முகமான அறைகள்" என்று வழங்கப்படு கின்றன. ஏனெனில், அவை வெப்ப மூலாதாரங்களிலிருந்து குளிர்ந்த மூலாதாரங்களுக்கு நேரடியான சுழற்சியினுல் (Direct circulatiou) வெப்பத்தை எடுத்துச் செல்வதுடன், இவ்வெப்பச் சக்தியின் ஒரு பகுதியை இயக்க ஆற்றலாக (Kinetic energy) மாற்றுகின்றன. "நடு அட்சரேகைக் காற்றறை" (Middle latitudinal cell)யோ, மறைமுகமான நெடுஞ்சுழற்சிக் காற்றறை யாகக் கருதப்படுகிறது. இக் காற்றறையின் சுழற்சி இன்னும்

கின்றன. மிகவேகமாக இயங்கும் வானவூர்த்திகள் மட்டுமே இக் காற்றோட்டங்களை எதிர்த்துச் செல்லமுடியும்.

வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டத்தின் சரியான தோற்றத்தைப் பற்றிய (exact origin) செய்தி போதுமான அளவு கிட்டாத போதிலும், இந்தப் புதிய காற்றோட்டம் நன்கு விவரிக்கப்பட்டுள்ளது. இரண்டு கோளார்த்தங்களிலுமே, பூமியைச் சுற்றி முழுதும் இந்த வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டம் காணப்படுகிறது. இது மேற்கிலிருந்து கிழக்காகப் பாய்கின்றது. சில பகுதிகளில் இது தனிப்பட்ட மெல்லிழைகளாகத் தோன்றுவதுடன், அலை வடிவைப் போன்ற அமைப்பைக் கொண்டுள்ளது. மற்றப் பகுதிக்ளில் இக் காற்றோட்டமானது அசைவற்ற காற்றுத் திட்டுக்களுக் கிடையே (banks) வளைந்து வளைந்து வேகமாகச் செல்லும் பெரிய ஆறுபோல் உள்ளது.

ஏற்கெனவே சொல்லப்பட்டபடி, இக் காற்றோட்டமானது ட்ரோபோபாஸுக்கு சுமார் (2,000—3,000 அடி) 666-1,000 மீட்டர்களுக்குக் கீழே காணப்படுகிறது. இக் காற்றோட்டத்திற் கருகில் ட்ரோபோபாஸானது பிளவுபட்டு, அதற்குச் சிறிது கீழே (கீழ்மட்டத்தில்) மறுபடியும் ஒன்று கூடுகிறது. பொதுவாக, வறண்டும், மேகமுமற்ற ஸ்ட்ராடோஸ்ஃபியர் படுகையின் கீழ்ப் பகுதியில், எப்பொழுதாவது காணப்படும் கீற்று மேகங்கள் (cirrus clouds), ட்ரோபோபாஸில் உள்ள இப்பிளவுகளின் காரண மாக ஏற்பட்டதாக இருக்கலாம் என்று கருதப்படுகிறது. ஈரம் (moisture) வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்களின் மூலம் இவ் விடத்தை அடைகிறது என்று கருதப்படுகிறது. பொதுவாக இக் காற்றோட்டங்கள் உப அயன அதிக அழுத்தம் நிலவும் அட்ச ரேகைப் பகுதிகளில் அதிக உயரங்களில் காணப்படுகின்றன. இக்காற்றோட்டம் பொதுச் சுழற்சியின் ஓர் அம்சமாகும். அழுத்த நிலைச்சரிவைவிட இதன் வேகம் அதிகமாய் இருக்கும் இடங்களில் இவ்வதிக விசையின் காரணமாக, காற்று வடகோளார்த்தத்தில் வலப்புறமாக விலக்கப்படுறது. மேற்சொன்ன வலப்புற விலக்கம், வலப்பக்கத்தில் காற்றைக் ஒன்று திரட்டுகிறது. (அதாவது, மேற் காற்று நிலவும் பிரதேசத்திற்குத் தெற்கில்). மேற்சொன்ன செய்தியிலிருந்து உயரமான உப அயன அதிக அழுத்த மண்ட லங்கள் ஏற்படுவதற்கு வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்கள் ஒரு காரணமாக இருக்கலாம் என் று கருதப்படுகிறது. முக்கியமாக, தீவிரமான அதிக அழுத்தங்கள் பல ஏற்படுவதற்கு இது இன்றி யமையாததாயுள்ளது. பொதுவாக இது உப அயன அழுத்த மண்டலத்திற்குமேல் காணப்பட்ட போதிலும், பருவத்திற்கேற்ப

தெற்கிலும் வெப்ப நிலைமைகளால் ஏற்படும் பொதுச் சுழற்சிக்கு நடுக்காற்றறை ஒரு தடுப்பாக (Brake) அமைந்துள்ளது. கிழக்கு நோக்கி நின்று கொண்டிருப்பவனுக்கு நடு அட்சரேகையில் காணப்படும் நெடுஞ் சுழற்சி வலஞ் சுழியாக உள்ளது. இது வடக்கிலும், தெற்கிலும் காணப்படும் நேரடியான இடஞ்சுழிச் சுழற்சிக்கு எதிரிடையாக உள்ளது. காற்று, அழுத்தம் ஆகிய வற்றுக்கிடையேயுள்ள தொடர்பைத் தழுவியுள்ள விதியிலிருந்து, கடல் மட்ட அழுத்தம் துருவத்திலிருந்து 60° அட்சரேகை வரை யுள்ள பிரதேசத்தில் குறைகிறதென்றும், இங்கிருந்து 30° முதல் 35° வட அட்சரேகை வரையுள்ள பகுதியில், கடல் மட்ட அழுத்தம் அதிகரிக்கிறதென்றும், இங்கிருந்து இரு கோளார்த்தங் களிலுமே, பூமத்தியரேகையை நோக்கி மறுபடியும் அழுத்தம் குறைகிறதென்றும் விளங்குகிறது. மேற் காற்று நிலவும் அதிக உயரங்களில் எல்லா அட்சரேகைகளிலுமே, அழுத்தமானது துருவங்களிலிருந்து பூமத்தியரேகையை நோக்கித் தொடர்ந்து அதிகரிக்கிறது.

மேற்சொல்லப்பட்ட விவரணத்திலிருந்து உண்மையான நிலையைத் தவறுதலாகப் புரிந்துகொள்வது கூடாது. மேலே விவரிக்கப்பட்ட நெடுஞ்சுழற்சியைக் காட்டிலும், கிழக்கு மேற்காக இயங்கும் மண்டலச் சுழற்சியே (Zonal circulation) அதிகமா யுள்ளது. முதலில் சொல்லப்பட்ட சுழற்சி இயங்கும் காற்றோட்டத் தின் ஒரு சிறிய பகுதியேயாகும்.

வளிமண்டலப் பொதுச் சுழற்சிதான் உலக கால நிலைகளைத் தீர்மானிக்கும் முக்கியமான அம்சமாகும். மேற் சொன்னபடி பொதுச் சுழற்சியானது முக்கியமாக அட்சரேகை மண்டலங்களாக அமைந்துள்ளதால் உலக காலநிலை வகைகளும் மண்டல அமைப்பைக் கொண்டுள்ளன, எங்கு வளிமண்டலப் பொதுச் சுழற்சியானது தன்னுடைய மண்டலப் பண்பின் அமைப்பிலிருந்து வழுவுற்றதோ, அங்கு காலநிலை அசாதாரணமாகக் காணப்படு கிறது. எடுத்துக் காட்டாகப் பருவக்காற்றுப் பிரதேசங்களைச் சொல்லலாம்.

இதுகாறும் விவரிக்கப்பட்ட வளிமண்டலச் சுழற்சியில் பூமியின் மேற்பரப்பில் நிலவும் சீரற்ற தன்மை கருதப்படவில்லை. அதாவது இச்சுழற்சி, ஒருபடித்தான பூமியின் மேற்பரப்பிற்குரிய தாகும். பூமியின் மேற்பரப்பின் சீரற்ற பண்பு, காற்று, அழுத்த மண்டலங்களின் மண்டல அமைப்பை (Zonal pattern) முற்றிலும் குலைத்துவிடுகிறது. இதைத் தவிர நில உருவ அமைப்பும், இட விவரமும் (Topography) வளிமண்டலத்தின் சுழற்சியைப் பாதிக்கிறது.

அழுத்தம், காற்று, துருவ வளிமுகப் பிரதேசம் ஆகியவற்றின் மண்டல அமைப்பு பெரும்பாலும் நீர்க்கோளார்த்தத்திற்கு (அதாவது தென்கோளார்த்தம்) உரிய பண்புகளாகும். இங்கு மேல் அட்சரேகைகளில் காணப்படும் துருவ வளிமுகத்துடன் கூடிய புயற்காற்று (Storms) தொடர்ந்து சீராக மேற்கிலிருந்து கிழக்காக இயங்குகின்றது. ஆனால், வடகோளார்த்தத்திலோ, கடல்களும், கண்டங்களும் மாறிமாறி மண்டல அமைப்பற்றுக் காணப்படுவதால், மேற்சொன்ன நிலை புலப்படுவதில்லை. இங்கு நிலம், கடல் ஆகியவற்றின் வியாபனத்திற்கேற்ப காற்று, அழுத்தம் இவற்றின் அமைப்பு எவ்வாறு அமைந்துள்ளது என்பது பற்றி முன் பகுதிகளில் படித்தோம்,

சில பெரிய மலைத்தொடர்கள் நடு "ட்ரோபோஸ்ஃபியர்" வரையில் உயர்ந்து இருப்பதால், அவ்விடங்களில் காற்றோட்டம் சிக்கலாக உள்ளது. மிகப் பெரிய மலைத்தொடர்கள் வளி மண்டலப் பொதுச் சுழற்சியை அதிகம் பாதிக்கின்றன. அமெரிக்காவின் "கார்டிலரா" என்று சொல்லப்படுகின்ற வடக்குத் தெற்காக அமைந்துள்ள மலைத்தொடர்கள் அதிக உயரமாயிருப்ப தால், அவை துருவத்தைச் சுற்றியுள்ள மேற்காற்று மண்டலங் களின் (இரு கோளார்த்தங்களிலுமே) ஊடே ஓங்கி நிற்கிறது. பலத்த காற்று இத்தகைய உயர்ந்த மலைத்தொடர்களைக் கடக்கும் பொழுது, காற்று கீழிறங்கும் புறத்தில் "நிலைத்த காற்றலைகள்" (Stationary waves) உண்டாக்கலாம். (இதைப் பற்றிய விரிவான விளக்கத்தை அடுத்த இயலில்—"தலக் காற்று"—காணலாம்). அமெரிக்காவின் கார்டிலரா மலைகளும் மத்திய ஆசியாவின் உயர்ந்த பீடபூமிகளும், உயரத்தில் நிலவும் மேற் காற்றுகளை அவ்வப்பொழுது பாதிக்கின்றன. இதனால் பூமியின் மேற்பரப்பில் நிலவும் அழுத்தம் அமைப்புக்களும் காற்றோட்டங்களும் பாதிக்கப் படுகின்றன.

வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சியைப் பற்றிய புதிய கருத்து

(The new concept in general circulation of the Atmosphere)

செங்குத்து, நெடுஞ்சுழற்சிகளின் மூவறையமைப்பு Tricellular pattern) முழுவதும் ஒப்புக் கொள்ளப்படவில்லை. அயன மண்டலத்தின் சில பகுதிகளில் மேற் காற்றின்மை (Absence); அங்கு வியாபாரக் காற்றுச் சுழற்சியை ஏற்படுத்தும் நெடுஞ்சுழற்சியின் வெப்பச் சரிவுகளின்மை (Apparent lack); இவை தவிர, வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப்படுகைகளில் நிலவும் அறை யமைப்புச் சுழற்சி; தடைபடாத வளிமண்டலத்தில் அதிக உயரங்

களில் காணப்படும் மண்டலச் சுழற்சி (Zonal circulation) ஆகிய இவையெல்லாம், நேரடியாக வெப்ப நிலைமாறுபாடுகளால் இயக்கப் படும் என்று சொல்லப்படும் நெடுஞ்சுழற்சி அமைப்புடன் இணங்க வில்லை. புதிதாக "கிடைமாற்றக் கொள்கை" (Horizontal exchange theory) ஒன்று கண்டுபிடிக்கப்பட்டுள்ளது. இதன்படி காற்றின் மாற்றங்கள் சலனத்தின் பயனாகத் துருவங்களுக்கும், அயனப்பகுதிகளுக்குமிடையே சீரற்ற முறையில் (Irregular) பெரும் பாலும் கிடையாக ஏற்படுகின்றன என்று கருதப்படுகிறது. செங்குத்தான நெடுங்காற்றுச் சுழற்சி வெப்ப மாறுபாடுகளால் ஏற்படுத்தப்படுகிறது என்ற பழைய கருத்து, புதிய கருத்துக்கு ஒவ்வாததாக இருந்த போதிலும், அடிப்படைச் சுழற்சிக்குக் காரணம் பூமியின் மேற்பரப்பு வெப்பமடைவதில் காணப்படும் வேறுபாடுகளால்தாம் என்பது மறுக்க முடியாத உண்மை. இந்த வேறுபாடே அட்சரேகைக்கு அட்சரேகை நிலவும் சூரிய சக்தியின் சமமற்ற நிலையைச் (imbalance) சரி செய்ய முயலுகிறது. வளி மண்டலத்தின் சுழற்சிக்கு இன்றியமையாத காரணமாகிய வெப்பச் சலனத்தின் முக்கியத்துவம் நன்கு அறியப்பட்டுள்ளது. ஆனால், எல்லா இடத்திலும் வளிமண்டலத்தின் சுழற்சிக்கு, வெப்ப மாறு பாடல்லாமல் வேறு நேரடியான ஒரு காரணம் இருக்க வேண்டு மென்று கருதப்படுகிறது. பெரும்பாலான காற்றின் இயக்கம் மேற்கிலிருந்து கிழக்கு நோக்கி உள்ளது. அதிக செங்குத்தும், கிடைப்பரவலும் கொண்டுள்ள துருவ வளைவு வளிச்சுழல்கள், இருகோளார்த்தங்களிலும் மேற்கிலிருந்து கிழக்காக இயங்கு கின்றன. இவை மிக உயரங்களில் நன்கு தோன்றுகின்றன. ஆனால் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கருகில், பல இன்னல்கள் காரணமாக நன்குதெரிவதில்லை. சில தரைக்காற்று மேற்சொன்ன கருத்துக்கு விலக்காக உள்ளன. அவையாவன: துருவக் கீழ்க் காற்றும் (Polar easterlies), அயனமண்டலப் பிரதேசத்தின் வியாபாரக் காற்றும் ஆகும். மேற் காற்று வளிமண்டல மேல்படுகைகளில், எல்லா இடங்களிலும் காணப்படுகின்றது. பூமியின் மேற்பரப்பில் 35°–70°-க்கு இடையே உள்ள நடு அட்சரேகைப் பிரதேசத்தில் தரைமட்டத்தில் இவ்வியக்கம் காணப்படுகிறது.

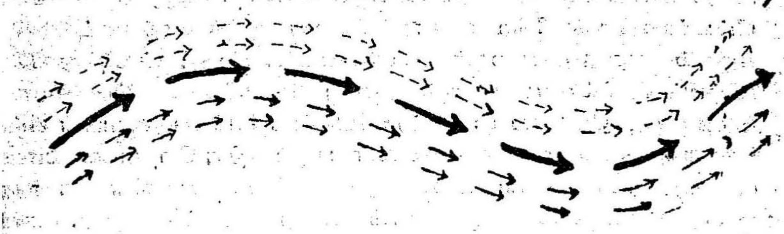
வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சியைப் பற்றிய புதிய கருத்தை விளக்குவதற்கு, புதிதாகக் கண்டுபிடிக்கப்பட்டுள்ள "வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டம்" அவற்றின் பண்புகள் ஆகியவை பற்றி முதலில் படித்தல் அவசியமாகும்.

வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்கள் (Jet streams)

இரண்டாம் உலக மகாயுத்தத்தின்போது, (அதிக உயரங் களில்) பறந்து சென்ற விமான ஓட்டிகள், மேல்மட்டங்களில்

அதிவேகமான காற்று நிலவுவதைப்பற்றி அறிவித்தார்கள். வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்கள் அதிக விசையுடன் கூடியதும், பொதுவாகக் குறுகிய காற்றறைகளில் திரட்டப்பட்டுள்ளதும் (concentrated), ட்ரோபோஸ்ஃபியர் படுகையின் மேல்மட்டங்களில் நிலவுவதுமான காற்றுகும். சமீபகாலத்தில்தான், வானிலை ஆராய்ச்சியாளர்களும், முன்னறிவிப்பாளர்களும், அதிக உயரத்தில் காணப்படும் இக்காற்று மண்டலத்தைப் பற்றிய விஷயங்களில் கவனம் செலுத்தி வருகிறார்கள். இது நன்கு அறியப்பட்ட போதிலும் இக்காற்றோட்டங்கள் சிக்கலாயும் பரவலாயும் இருப்பதால் இதைப்பற்றி இன்னும் அதிகம் தெரிய வரவில்லை.

வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்கள் நன்கு வரையறுக்கப்பட்ட வளைந்து வளைந்து செல்லும் காற்றோட்டங்களாகும். இவை நன்கு தோன்றும்போது, அதிக விசையுடன் கூடிய இக்காற்றுக்கும், அவை பாய்ந்து புகும் (spurt) அசைவற்ற வளிப்பகுதிகளுக்குமிடையே நன்கு குறிப்பிட்ட எல்லைகள் காணப்படுகின்றன.



--→ உபஅயன மண்டல மேற் காற்று.
➡ வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டம்.
⟶ அயனமண்டலக் கீழ்க் காற்று.

படம் 3—24 வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டம்

(படம் 3—24). இக் காற்றோட்டங்களின் வேகம் மாறுபட்ட போதிலும், இவை அதிக விசையுடன் கூடியதாயுள்ளன. குளிர் காலத்தில் மணிக்கு 100 முதல் 150 மைல் வேகத்துடன் இயங்கும் காற்றோட்டங்கள் அடிக்கடி காணப்படுகின்றன. 200 மைல் வேகத்தில் இயங்கும் காற்றோட்டங்களும் காணப்படுவதுண்டு. அரிய சந்தர்ப்பங்களில் மணிக்கு 300—400 மைல் வேகத்துடன் இயங்கும் காற்றோட்டங்களும் நிலவியதாகக் கூறப்படுகிறது. 30,000 அடிக்கும் 40,000 அடிக்குமிடையே உள்ள பகுதியில் இக்காற்றோட்டங்கள் மிக அதிகமான விசையை அடை

கின்றன. மிகவேகமாக இயங்கும் வானவூர்த்திகள் மட்டுமே இக் காற்றோட்டங்களை எதிர்த்துச் செல்லமுடியும்.

வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டத்தின் சரியான தோற்றத்தைப் பற்றிய (exact origin) செய்தி போதுமான அளவு கிட்டாத போதிலும், இந்தப் புதிய காற்றோட்டம் நன்கு விவரிக்கப்பட்டுள்ளது. இரண்டு கோளார்த்தங்களிலுமே, பூமியைச் சுற்றி முழுதும் இந்த வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டம் காணப்படுகிறது. இது மேற்கிலிருந்து கிழக்காகப் பாய்கின்றது. சில பகுதிகளில் இது தனிப்பட்ட மெல்லிழைகளாகத் தோன்றுவதுடன், அலை வடிவைப் போன்ற அமைப்பைக் கொண்டுள்ளது. மற்றப் பகுதிகளில் இக் காற்றோட்டமானது அசைவற்ற காற்றுத் திட்டுக்களுக்கிடையே (banks) வளைந்து வளைந்து வேகமாகச் செல்லும் பெரிய ஆறுபோல் உள்ளது.

ஏற்கெனவே சொல்லப்பட்டபடி, இக் காற்றோட்டமானது ட்ரோபோபாஸூக்கு சுமார் (2,000—3,000 அடி) 666-1,000 மீட்டர்களுக்குக் கீழே காணப்படுகிறது. இக் காற்றோட்டத்திற்கருகில் ட்ரோபோபாஸானது பிளவுபட்டு, அதற்குச் சிறிது கீழே (கீழ்மட்டத்தில்) மறுபடியும் ஒன்று கூடுகிறது. பொதுவாக, வறண்டும், மேகமுமற்ற ஸ்ட்ராடோஸ்ஃபியர் படுகையின் கீழ்ப் பகுதியில், எப்பொழுதாவது காணப்படும் கீற்று மேகங்கள் (cirrus clouds), ட்ரோபோபாஸில் உள்ள இப்பிளவுகளின் காரணமாக ஏற்பட்டதாக இருக்கலாம் என்று கருதப்படுகிறது. ஈரம் (moisture) வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்களின் மூலம் இவ்விடத்தை அடைகிறது என்று கருதப்படுகிறது. பொதுவாக இக் காற்றோட்டங்கள் உபஅயன அதிக அழுத்தம் நிலவும் அட்ச ரேகைப் பகுதிகளில் அதிக உயரங்களில் காணப்படுகின்றன. இக்காற்றோட்டம் பொதுச் சுழற்சியின் ஓர் அம்சமாகும். அழுத்த நிலைச்சரிவைவிட இதன் வேகம் அதிகமாய் இருக்கும் இடங்களில் இவ்வதிக விசையின் காரணமாக, காற்று வடகோளார்த்தத்தில் வலப்புறமாக விலக்கப்படுறது. மேற்சொன்ன வலப்புற விலக்கம், வலப்பக்கத்தில் காற்றைக் ஒன்று திரட்டுகிறது. (அதாவது, மேற்காற்று நிலவும் பிரதேசத்திற்குத் தெற்கில்). மேற்சொன்ன செய்தியிலிருந்து உயரமான உப அயன அதிக அழுத்த மண்டலங்கள் ஏற்படுவதற்கு வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்கள் ஒரு காரணமாக இருக்கலாம் என்று கருதப்படுகிறது. முக்கியமாக, தீவிரமான அதிக அழுத்தங்கள் பல ஏற்படுவதற்கு இது இன்றியமையாததாயுள்ளது. பொதுவாக இது உப அயன அழுத்த மண்டலத்திற்குமேல் காணப்பட்ட போதிலும், பருவத்திற்கேற்ப

வடக்கு, தெற்குத் திசைகளை நோக்கிப் பெயர்ச்சி யடைகிறது. குளிர் காலத்தில் இருப்பதைவிட, கோடையில் இக்காற்ருேட்டம் துருவத்திற்கு அருகில் உள்ளது இதன் வேகம், உலகத்தைச் சுற்றியுள்ள இதன் பாதையில் பல இடங்களில், பருவத்திற்குப் பருவம் மாறுபடுகின்றது. இக் காற்ருேட்டங்களின் வேகம் கோடையைவிட, குளிர்காலத்தில் அதிகமாயுள்ளது. ஆசியாவின் கரையை யடுத்த பகுதி, தென்மேற்கு அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகள், இந்து மகா சமுத்திரம், வடஆப்பிரிக்கா ஆகிய இடங்களில் மேற் சொன்ன காற்ருேட்டங்கள் அதிக வேகத்தை அடைகின்றன. மேற்கிலிருந்து கிழக்காக இயங்கும் வீறிட்டுப் பாயும் காற்ருேட்டங் களின் ஊடே வெப்பநிலையில் கிடையாக ஏற்படும் மாற்றங்கள் துரிதமாக நிகழ்வதால், காற்ருேட்டத்தின் வடக்குப் புறத்தில் மிகக் குளிர்ந்த காற்றும், தெற்குப் புறத்தில் மிக வெப்பமான காற்றும் நிலவுகின்றன.

மேற் காற்று (westerly winds), வீறிட்டுப் பாயும் காற்ருேட் டங்கள் ஆகியவற்றின் மண்டலப் பண்பானது ஏற்றத் தாழ்வு களுக்குள்ளாகின்றன. இவ்வேற்றத் தாழ்வுகள் அலை போன்ற அமைப்பை ஏற்படுத்துகின்றன. டிரோபோஸ்ஃபியரில் மேற் சொல்லப்பட்ட வீறிட்டுப் பாயும் காற்ருேட்டங்களில் காணப்படும் மேடு பள்ளங்களின் பரப்பு அல்லது அலை வீச்சு (amplitude). அட்சரேகை, உயரம் ஆகியவற்றிற்கேற்ப அதிகரிக்கின்றது. சுமார் 4,000 மைல்கள் நீளமும், 550 மைல்கள் வீச்சும் கொண்ட காற்றலையானது வளிமண்டலத்தில் ஏற்படும் எல்லாக் காற்றலை களைக் காட்டிலுமே மிகப்பெரிது என்று கருதப்படுகிறது. இவ்வாறு அதிக உயரத்தில் காணப்படும் இக்காற்றலைகளுக்கும், பூமியின் மேற்பரப்பில் நிலவும் வானிலைக்கும் தொடர்பிருப்பதாக நம்பப் படுகிறது. பொதுவாக வீறிட்டுப் பாயும் காற்ருேட்ட அலை களுக்கு (Jet stream waves) ஏற்குறைய ஒரு நிலையான இடம் உண்டென்று ஏற்கெனவே குறிப்பிடப்பட்டது. இக் காற்ருேட் டத்தின் தோற்றமும் (origin) மாருத நிலையும், நிலத்தோற்குதிகளி லேற்படும் உராய்வின் விளைவாக மேற் காற்ருேட்டத்திலுண் டாகும் விலக்கங்கள் (diviations) காரணமாக ஏற்பட்டதாகக் கருதப்படுகிறது. இதனுல் மேற்சொன்ன அலைகளில் சில கடற் கரையைப் பொறுத்து அதற்கு இணங்கித் திசை மாறுகின்றன. (orientated with respect to coastline). உயரமான நிலத்தோற்றம் (high topography) காற்ருேட்டங்களின் இயக்கத்திற்குத் தடையா யுள்ளன. ஆகவே மேற்காற்று தடைப்படாது பூமியைச்சுற்றி இயங்குவதற்குக் கண்டங்கள் இடையூருயுள்ளன.

உயரத்தில் நிலவும் மேற்காற்றின் சலனத்தினால் ஏற்படுத்தப்பட்ட காற்றலைகளுக்கும், கீழ்மட்டங்களில் தோன்றும் அரை நிலையாயுள்ள (semi parmanent) குறைந்த, அதிக அழுத்தங்களுக்குமிடையே தொடர்பு இருப்பதாகக் கருதப்படுகிறது. உயரத்தில் நிலவும் இக்காற்றலைகளுக்கும், அழுத்தப் பரவலின் அறையறையான அமைப்பு, பூமியின் மேற்பரப்பில் உள்ள காற்றுச் சுழற்சி ஆகியவற்றிற்கும் தொடர்பு உள்ளதாகக் கருதப்படுகிறது. உயரத்தில் காணப்படும் மேற்காற்றில் உள்ள ஏற்றத் தாழ்வுகளின் விளைவாகக் காற்று குவிதலும், விரிந்து படருதலும் ஏற்படுகின்றன. இவையே, கீழ்மட்டங்களில் அரை நிலை, அதிக, குறைந்த அழுத்தங்கள் ஏற்படக் காரணமாயுள்ளன. இவ்வமைப்பு நீர்நிலப் பரப்புகளின் பருவகால வெப்பநிலை வேறுபாடுகளால் மாறுபட்ட போதிலும், உபஅயன அதிக அழுத்தம், உபதுருவக் குறைந்த அழுத்தம் ஆகிய இவைகளின் தோற்றம் மேல்மட்டங்களில் காணப்படும் காற்றலைகளால் ஏற்படும் குவிதல், விரிந்து படருதல் ஆகியவற்றின் கூடிய சலனக்கட்டுப்பாடுகளின் நேர்மூகமான விளைவாகத் தோன்றுகிறது. துருவப்பகுதிகளில் நிலவும் தீவிர மற்ற அதிக அழுத்தமும் வெப்பநிலை காரணமாக ஏற்பட்டதாகும். கீழ் அட்சரேகைகளில் நிலவும் குறைந்த அழுத்தம் சிறிதளவேனும் வெப்பநிலை காரணமாக ஏற்பட்டதாக இருக்கலாம்.

பொதுச் சுழற்சியின் சராசரிநிலை, உலகப் படங்களில் காட்டப்பட்டிருப்பதால், தினசரி வானிலைப் படத்திலோ, வார, மாதச் சராசரி வானிலையைக் காட்டும் படங்களிலோ, அதே மாதிரிக் காணப்படுவதில்லை.

வளிமண்டலச் சுழற்சியானது சில சமயங்களில் நாளுக்கு நாள், அல்லது வாரத்துக்கு வாரம் மாறுபடுகிறது. இவ்வேறுபாடுகளில் ஒழுங்கான தொடர்ச்சி காணப்படுகிறது. மண்டல அமைப்புடன் கூடிய வீறிட்டுப் பாயும் காற்ரேட்டத்தின் வேகம் வாரத்திற்கு வாரம் அதிக அளவில் மாறுபடுகிறது. ஏறக்குறைய எல்லா அட்சரேகைகளிலும் வீறிட்டுப் பாயும் காற்ரேட்டங்கள் பல தலங்களிலும், பிரதேசங்களிலும் காணப்படுகின்றன. மேற்பரப்பில் காணப்படும் வானிலை மாறுபாடுகள் காலக்கிரமமற்று (Non periodic) நிகழ்வதற்குக் காரணம் வீறிட்டுப் பாயும் காற்ரேட்டங்களின் நிலையிலும், அவற்றின் தீவிரத்திலும் ஏற்படும் முறையற்ற வேறுபாடுகளே ஆகும். இவ்வாறு மாறுபடும் காலம் 4 முதல் 6 வாரம் வரையிருக்கலாமென்று கருதப்படுகிறது. வீறிட்டுப் பாயும் காற்ரேட்டம் வெப்பத்தினால் உண்டாகிய காற்றாகும். இதன் வலிமை, கீழிருக்கும் படுகை முழுவதிலும் நிலவும் வெப்பநிலை மாறுபாடுகளுக்கு நேர்விகிதத்திலுள்ளது. (proportional). மேலும்,

அது கொரியாலிஸ் விசைக்கு எதிர் விகிதத்திலுள்ளது. ஆகவே, வலிமை மிகுந்த வீரிட்டுப்பாயும் காற்றோட்டங்கள், வெப்பநிலை மாறுபாடுகள் அதிகமுள்ள பகுதிக்குத் தெற்கில், அதிக உயரங்களில் காணப்படுகின்றன. இக்காற்றோட்டம் மேல் அட்சரேகைகளில் நிலவுவதுடன், மண்டல அமைப்பைக் கொண்டது. அதன் அலைகள் சிறியவையாயுள்ளன. துருவ வளிப் பகுதிகளில் மேல் அட்சரேகைப் பகுதிகளில்தான் காணப்படுகின்றன. மேற்பரப்பில் நிலவும் மேற்காற்று வலிமை மிகுந்தவையாயும், மண்டல அமைப்புடையதாயு மிருப்பதோடு, துருவத்தை நோக்கியும் உள்ளது. அறையறையான அமைப்பைக் கொண்ட அழுத்தத் தொகுதிகள் கிழக்கிலிருந்து மேற்காக இயங்குகின்றன. சூறாவளிச் செயல் (Cyclonic activity), மேல் அட்சரேகைகளில் அதிகமாயுள்ளது. இப்பகுதிகளில் வளிப்பகுதிகளின் அட்சரேகை மாற்றம் (Latitudinal exchange) அதிக அளவில் ஏற்படவில்லை. பின்பு வீரிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்கள் பூமத்தியரேகையை நோக்கி இயங்குகின்றன. அப்பொழுது அவற்றின் அலைகளின் வீச்சு (Amplitude) அதிகரிக்கிறது. இதனால், துருவ, அயனக் காற்றுக்களின் பாய்ச்சல் (thrusts) எதிரெதிராக ஏற்படுகிறது. இதன் விளைவாகக் காற்றலைகளின் வீச்சு மேலும் அதிகரிக்கிறது. துருவ, அயனக் காற்றுத் தொகுதிகளின் தெற்கு, வடக்கு இயக்கங்கள் சக்திவாய்ந்து காணப்படுகின்றன. இதனால் கிழக்கு மேற்காக வெப்ப வேறுபாடு களுண்டாகின்றன. இச்சமயத்தில் வீரிட்டுப் பாயும் இக்காற்றானது பூமத்தியரேகைக்கு அருகில் உள்ளது. இவ்வாறு வீரிட்டுப் பாயும் காற்றலைகளின் வீச்சு அதிகரித்துக் கொண்டே போய் முடிவில், துருவ அயனக்காற்றுத் தேக்கங்கள் களையப்பட்டு (Cut off), முறையே மேல் அட்சரேகைகளிலும், கீழ் அட்சரேகைகளிலும் தனித்தனியாகப் பிரிக்கப்படுகின்றன. வடக்குத் தெற்காக, காற்றின் விசையிலும், வானிலையிலுமேற்படும் மாறுபாடு சிறிய அளவிலுள்ளது. மேற்காற்றின் மண்டல அமைப்பு முறிந்து நெருங்கிய அறையறையான அமைப்பாகவும், வளிமுகத் தொகுதிகளாகவும் மாறுகின்றது. இவ்வாறு பாயும் காற்றோட்டத்தில் காணப்படும் பெரிய ஏற்றத் தாழ்வுகள் அட்சரேகைக்கிடையில் வெப்பச் சமநிலையை ஏற்படுத்துகின்றன. இவை மேல் அட்சரேகைகளுக்கும் கீழ் அட்சரேகைகளுக்கு மிடையே அதிக அளவில் ஏற்படும் காற்று மாற்றத்தினால் உண்டாக்கப்படுகின்றன.

பாயும் காற்றின் வலிமை தீர்க்கரேகைக்கு ஏற்பவும் மாறுபடுகிறது. குளிர்காலத்தில், வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் அதிகமாயுள்ள ஆசியாவின் கிழக்குக் கடற்கரையருகில் மேற்சொன்ன காற்றோட்டத்தின் வலிமை அதிகமாயுள்ளது. வெப்பநிலை வேறு

பாடுகள் குறைவாயுள்ள, பசிபிக், அட்லாண்டிக் கடல்களின் கிழக்குப் பகுதியில் இக்காற்ருேட்டம் தளர்ந்து காணப்படுகிறது. கோடை காலத்தில், வலிமை மிகுந்த இக்காற்று, கிழக்கு அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் வெப்பமான காற்றுக்கும், ஹட்சன் விரிகுடாப் பகுதியில் நிலவும் குளிர்ந்த காற்றுக்குமிடையே உள்ள வெப்பநிலை மாறுபாடுகள் காணப்படும் கனடாவின் கடற்கரைப் பகுதிகளில் காணப்படுகிறது. ஸஹாராவில் நிலவும் வெப்பமான காற்றுக்கும், ஐரோப்பாக் கண்டத்துக் குளிர்ந்த காற்றுக்குமிடையே வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் காணப்படும் மத்திய தரைக் கடற்பகுதியில் இக்காற்று நிலவுகிறது.

வீறிட்டுப் பாயும் காற்ருேட்டங்களால் வானிலை எவ்வாறு பாதிக்கப்படுகிறது என்பது மேற்சொல்லப்பட்ட விவரங்களிலிருந்து ஓரளவுக்குத் தெரிகிறது. ஆனல், தற்போது அறியப்பட்ட செய்திகளிலிருந்து, வீறிட்டுப் பாயும் காற்ருேட்டங்களுக்கும், வானிலைக்குமுள்ள சரியான தொடர்பைப் பற்றிக் கூறுவது இயலாது. ஆனல், அதிக உயரங்களில் நிலவும் இக்காற்ருேட்டங்களுக்கும், கீழ் மட்டங்களிலுள்ள வளிமுகப் பிரதேசங்களுக்குமிடையே தொடர்பு உள்ளதாக நம்பப்படுகின்றன. வீறிட்டுப் பாயும் காற்ருேட்டங்கள் வானிலையைக் கட்டுப்படுத்தும் இன்றியமையாத ஒரு மூலமாகக் கருதப்படுகிறது. நன்கு வளர்ச்சியடைந்துள்ள நடு அட்சரேகைப் பிரதேசச் சூருவளிகள் மேல் நோக்கி, உயரங்களில் நிலவும் காற்றுப் பள்ளங்களிலும்கூட வியாபிக்கின்றன என்று கருதப்படுகிறது. மழைப் பொழிவானது, வீறிட்டுப் பாயும் காற்ருேட்டங்களின் கீழ்க் காணப்படும் பகுதிகளில், அதிக அளவில் செறிந்துள்ளதென நம்பப்படுகிறது. வீறிட்டுப் பாயும் காற்ருேட்டங்களின் கீழே காணப்படும் பகுதிகளில் சூருவளிகள் இயங்கும்போது, அவைகளின் தீவிரம் அதிகரிக்கிறது. உயரத்தில் பாயும் காற்ருேட்டங்களுக்கும், பூமியின் மேற்பரப்பிற்கருகில் இயங்கும் சூருவளிகளுக்கும் இடையே உள்ள தொடர்பின் உண்மையான இயல்பு இதுவரை நன்கு அறியப்படாவிட்டாலும், இத்தொடர்பை ஓரளவு ஊகிக்க முடிகிறது. மேற்சொன்ன காற்ருேட்டங்கள், பூமியின் மேற்பரப்பில் சூருவளிகள், எதிர்ச்சூருவளிகள் ஆகிய இருவிதப் புயல்களின் இயக்கத்தை ஓரளவு பாதிக்கக்கூடும். தீவிரமான வெப்பம், அதீதமான குளிர், வறட்சி, வெள்ளம் ஆகியவை ஏற்படுவதற்குக் காரணமாயுள்ள, பரந்த வளிப்பகுதிகளின் இயக்கத்திற்கும், வீறிட்டுப் பாயும் காற்ருேட்டங்கள் பொறுப்பாயிருக்கலாம். இக்காற்ருேட்டங்களுக்கும் வானிலைக்கும் உள்ள தொடர்பைப்பற்றி மேலும் கூறுவதற்கு அவற்றைப் பற்றிய செய்திகள் மேலும் அதிகம் தேவைப்படுகின்றன.

பருவக் காற்றுத் தொகுதிகள் (Monsoon systems)

இந்தியாவைச் சுற்றிலும் உள்ள கடல்களிலும், கிழக்கு ஆசியா, மற்றும் பல இடங்களிலும் நிலவும் காற்றுத் தொகுதியில் காணப்படும் முக்கியமான அம்சமானது, ''மன்சூன்'' அல்லது பருவக்காற்று என்று அறியப்படும் பருவ திசைத் திருப்பமாகும். இப்பருவக்காற்று அயனப் பகுதிகளுக்கு வெளியே 60° வட அட்ச ரேகைவரை காணப்பட்ட போதிலும், இது அயன கண்டங்களின் கிழக்குப் பகுதிகளில் சிறப்பாகக் காணப்படுகின்றது. சிறிய அளவிலேற்படும் கடற்காற்று, பள்ளத்தாக்குக் காற்று இவைகளை யொத்துள்ளவையும், கடல்கள், கண்டங்கள் ஆகியவற்றிற் கிடையே நிலவும் பருவ வெப்பநிலை வேறுபாடுகளின் விளைவாகத் தோன்றி, மாறி மாறிச் சுழலுபவையுமான காற்றுத் தொகுதிக்கு, இந்தியப் பருவக்காற்றை நல்லதொரு எடுத்துக்காட்டாகக் கொள்ளலாம். ''மன்சூன்'' என்னும் பதத்திற்கு அராபிய மொழியில் 'பருவங்கள்' என்பது பொருள். அதாவது ஒரு பருவத்தின் போது ஒரு திசையை நோக்கி நிலவும் காற்று மறுபருவத்தின்போது எதிர்த்திசையை நோக்கித் திரும்புகின்றது. வருடத்தில் ஆறுமாத காலத்திற்கு வட கிழக்கிலிருந்தும், அடுத்த ஆறு மாதத்திற்குத் தென் மேற்கிலிருந்தும் வீசும் காற்றைக் கொண்ட அரபிக் கடல் பிரதேசத்தில் வீசும் இக்காற்றைக் குறிக்க முதன் முதலில் இப்பதம் உபயோகிக்கப்பட்டது. ''மன்சூன்'' என்ற பதம் ''காற்றுத் திசைத் திருப்பம்'' என்று மட்டும் பொருள் படுமானால், இதையொத்த நிகழ்ச்சி வேறு சில குறிப்பிட்ட இடங்களில் நடைபெறுகிறதென்றும், இவைகளும் பருவக் காற்றுச் சுழற்சியில் சேர்க்கப்பட வேண்டுமென்றும், ட்ரவார்த்தா குறிப்பிட்டிருக்கிறார். மேற்சொன்ன இடங்களுக்கு எடுத்துக்காட்டாக ஜெர்மனியின் பால்டிக் பகுதி (German Baltic), சைபீரியாவின் வடகடற்கரை (North Siberian Coast), ஸ்கான்டிநேவியாவின் வடபகுதி ஆகிய இடங்கள் சொல்லப்பட்டுள்ளன. இவ்வாறு பருவத்தினலுண்டாகும் காற்றுத் திசைத்திருப்பம் பொதுவாக ஏற்படக்கூடிய முக்கிய பிரதேசங்கள் இரண்டு உள்ளன என்று ஃப்ளான் குறிப்பிட்டிருக்கிறார். அவை முறையே, உபதுருவக் குறைந்த அமுக்கம், உபஅயன அதிக அமுக்கம் ஆகியவற்றுள் அடங்கிய பகுதிகளாகும். இக்கருத்து எல்லோரும் ஏற்றுக் கொள்ளக் கூடியதாக உள்ளது. ஏனெனில், உபஅயன அதிக அமுக்கத்தின் கட்டுப் பகுதியானது, கதிரவனின் பெயர்ச்சியை யடுத்துப் பெயருவதோடல்லாமல், கடல் பரப்புகளுக்கு மாருக நிலப் பகுதிகளின் மிக அதிக வெப்பத்தின் விளைவாகச் சிதைந்து போகிறது. உபதுருவக் குறைந்த அமுக்கமும், கதிரவனின் பெயர்ச்சியை அடுத்துப் பெயருவதோடு, நிலவும் காற்றில் திசை

மாற்றத்தையும் ஏற்படுத்துகிறது. பருவக் காற்றுச் சுழற்சி, கீழ் அட்சரேகைகளுக்கு மட்டுமே உரிய பண்பல்லவென்பது இவ்விடத்துக் குறிக்கப்பட வேண்டும். ஆனால் கீழ் அட்சரேகைகளில் நீர், நிலப்பரப்புகளில் வெப்ப நிலையிலும் அழுத்தத்திலும் ஏற்படும் நுட்பமான வேறுபாடுகளின் விளைவாய் உண்டாகும் காற்றுத் திசைத் திருப்பமானது, அதே அளவிற்குத் தீவிரமாய் மேல் அட்சரேகைகளில் ஏற்படக் கூடுமாவென்பது சந்தேகத்திற்குரிய செய்தியாகும். ஏனெனில், பருவக் காற்றின் தோற்றம், வளர்ச்சி ஆகியவை, வெப்பநிலை, அழுத்தம் முதலியவற்றைப் பொறுத்துள்ளன. ஆகவே இப்பருவக் காற்று, கிழக்கு ஆசியாவில் 60° வட அட்சரேகை வரை காணப்பட்டபோதிலும், அயனமண்டலக் கிழக்குக் கரையோரமாக நன்கு தோன்றுகின்றது.

பொதுவாக மன்சூன் என்பது பொதுப்படையான கோள் காற்று (Planetary winds) திசைத் திருப்பத்தை மட்டும் குறித்தாலும், இதன் தோற்றம், நீர், நிலம் ஆகியவை மாறிமாறிக் காணப்படும் பலபடித்தான பூமியின் மேற்பரப்பில் நிலவும் வேறுபட்ட வெப்ப நிலைமைகளால் ஏற்பட்டதென்று கருதப்படுகிறது. பொதுவாகப் பேசப்படும் பருவக்காற்று பருவ இயல்பைக் கொண்டதும், வெப்ப வேறுபாடுகளின் விளைவாலேற்பட்ட வெப்பச் சலனத்தினலுண்டானதுமான பெருமளவுக் காற்றுத் தொகுதியாகும். இதன்படி கோடை காலத்தில் நிலமானது அதிக அளவில் வெப்பமடைவதால் அதைச் சுற்றியுள்ள கடற்பரப்புகளைக் காட்டிலும் வெப்ப முடையதாயுள்ளது. இவ்வாறு வெப்ப நிலையிலேற்படும் மாறுபாடுகளின் விளைவாக அழுத்த வித்தியாசங்கள் உண்டாகின்றன. நிலப்பகுதிகளில் குறைந்த அழுத்த மத்தியும், நிலத்தை யடுத்துள்ள கடற்பரப்புகளில் அதிக அழுத்தமும் நிலவுகின்றன. அதிக அழுத்தம் நிலவும் கடற்பரப்புக்களிலிருந்து, நிலத்தின்மீது காணப்படும் குறைந்த அழுத்தமானது காற்றை ஈர்க்கின்றது. இவ்வாறு காற்று கடற்பகுதியிலிருந்து நிலத்தை நோக்கி இயங்குவதால் ஈரமிகுந்தவையாயுள்ளது. நில உருவ அமைப்பு அல்லது புயல்கள் ஈரமிகுந்த வெப்பமான காற்றை மேல்நோக்கிக் கிளப்ப ஏதுவாயிருந்தால், அதிக மழை உண்டாகிறது. பருவக் காற்று நிலைமைகளின் கீழ் அதிக மழைப் பொழிவு ஏற்படும் காலம் கோடை காலமாகும். மேற்சொன்ன நிகழ்ச்சிகளின் முறை (sequence) வருமாறு: வெப்பநிலை வேறுபாடுகளை யடுத்து அழுத்த மாறுபாடுகளும், அதையடுத்துக் காற்றின் தோற்றமும், இதன் விளைவாகச் சாதகமான நிலைமைகளின் கீழ் மழைப் பொழிவும் ஒன்றன்பின் ஒன்ருகத் தொடர்ந்து நடைபெறுகின்றன. குளிர்காலத்தில் நிலப்பகுதிகள் வெப்பத்தை

எளிதில் இழப்பதால், அடுத்துள்ள கடல்களைக் காட்டிலும் அதிகக் குளிர்ச்சியாயுள்ளன. இதன் விளைவாக நிலப் பகுதிகளில் வெப்ப நிலைமைகள் காரணமாக ஏற்பட்ட தீவிரம் குறைந்த அதிக அழுத்தமும், அடுத்துள்ள கடற்பரப்புகளில் குறைந்த அழுத்தமும் நிலவுகின்றன. இதனால், உள்நாட்டுக் கண்டப் பகுதிகளில் உள்ள அதிக அழுத்தத்திலிருந்து காற்று வெப்பமாயுள்ள கடற்பரப்பை நோக்கி வீசுகின்றது. இக்காற்று நிலப் பகுதிகளிலிருந்து தோன்றுவதால், குளிர்ந்ததாயிருப்பதோடு மட்டுமல்லாமல் வறட்சியானதாயுமிருப்பதால், இவை நிலப்பரப்புக் களின் வழியே இயங்குமுன், வெப்பமான கடற்பரப்புகளைக் கடந்து சென்றாலன்றி, மழைப் பொழிவை விளைவிப்பதில்லை. பொதுவாக நிலவும் கருத்தின்படி, குளிர்காலப் பருவக்காற்று வானிலை (Monsoon winters), வறண்டும், குளிர்ச்சியாயும், இதமானதாயு முள்ளது என்பதாகும். ஆகவே கோடைப் பருவக்காற்று மழைப் பொழிவையும்; குளிர்காலப் பருவக்காற்று வறட்சியையும் ஏற் படுத்துகின்றன.

இதுவரை கொடுக்கப்பட்டுள்ள விளக்கங்களிலிருந்து காற்றின் இயக்கத்திற்குக் காரணமாயுள்ள நில நீர்ப் பரப்புக்களிலேற்படும் அழுத்த வேறுபாடுகள், கடல், நிலப்பரப்புக்களின் வியாபனத்தின் விளைவாக உண்டாகும் வேறுபட்ட வெப்ப நிலைகளின் காரணமாக ஏற்பட்டவை என்று விளங்குகிறது. கற்பிதமான பருவக்காற்று கோடையில் வெப்பநிலை காரணமாகக் கண்டப் பகுதிகளில் ஏற்பட்ட குறைந்த அழுத்தத்தை நோக்கியும், குளிர் காலத்தில் கண்டப் பகுதிகளில் நிலவும் அதிக அழுத்தத்திலிருந்து வெளி நோக்கியும் இயங்குகிறது. இக்காற்று, கடற்கரைப் பகுதிகளில் நிலவுவதும், குறைந்த காலத்திற்கு நீடித்திருப்பதுமான (அதாவது ஒரு நாளில் சில மணி நேரத்திற்கே நீடித்திருக்கும்) நில, கடல் காற்றை ஒத்துள்ளது. ஆனால், பருவக் காற்று கண்டப் பரப்பின் பெரும்பகுதியில் வியாபிப்பதுடன் அவற்றின் வருடாந்திர திசைத் திருப்பம் பூமியின் சுழற்சியினால் பாதிக்கப் படுகிறது. பூமியின் சுழற்சியினால் ஏற்படும் விலக்கு விசை (deflecting force) காற்றின் திசையை மாற்றுகிறது. இதன் விளைவாக வடகோளார்த்தத்தின் தென் கடற்கரையில் கோடையில் தென்மேற்குக் காற்றும், குளிர் காலத்தில் வடகிழக்குக் காற்றும் பொதுவாக எதிர்பார்க்கப் படுகின்றன. ஆசியாவின் தென் கடற்கரையில் காற்றுத் திசை யைக் கவனித்ததிலிருந்து, கிடைக்கப்பெற்ற குறிப்புக்கள் மேற் சொன்ன உண்மையை உறுதிப்படுத்துகின்றன. கடற்கரையின் போக்கு (trend), இயல்பு, இடவிவரம் ஆகியவற்றைப் பொறுத்தும் காற்றின் திசை மாறுபடுகிறது.

பருவக் காற்று என்பது, பொதுவாக, ஆசியாவின் தெற்கு, தென்கிழக்கு, கிழக்குப் பகுதிகளில் காலக் கிரமத்தின்படி (Periodic) நிலவும் காற்றுத் தொகுதிகளைக் குறிப்பதற்கு உபயோகிக்கப் படுகிறது. முன்பே சொல்லப்பட்டபடி, இவற்றையொத்த காற்றுத் தொகுதிகள் நிலப்பகுதிகளுக்கும் அவற்றை யடுத்துள்ள கடற்பகுதிகளுக்குமிடையே பெருமளவில் வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் நிலவும் பூமியின் மற்றப் பாகங்களில் காணப்படுகின்றன. ஆனால் அயன மண்டலப் பகுதிகளுக்கு மேலுள்ள, மேல் அட்ச ரேகைப் பகுதிகளில் பருவக் காற்றின் தன்மை கோள்காற்றினால் மறைக்கப்படுகிறது. இந்தியப் பருவக் காற்றையொட்டி, இக் காற்றாலேற்படும் மழைப்பொழிவு, காற்றின் தோற்றம், நிலைத்த தன்மை (persistency), காற்றுத் தொகுதிகள் ஆகியவற்றைப் பற்றி ஆராய்ச்சி செய்ததிலிருந்து கிடைக்கப்பெற்ற குறிப்புக்கள், இவ் விஷயங்களைப்பற்றிப் புதிய கருத்துக்களைத் தோற்றுவித்துள்ளன. இவற்றைப்பற்றிய முந்திய கருத்துக்களும், தீர்மானங்களும் தற்பொழுது தர்க்கத்திற்குரியனவாயுள்ளன. புதிய கருத்தின்படி, பருவக் காற்றுடன் கூடிய காற்றுத் தொகுதிகள் ஏற்கனவே விவரித்துள்ளதுபோல் அவ்வளவு சாதாரணமானதாக இல்லாமல் மிகவும் சிக்கலாக உள்ளதென்று தெரிகிறது. பருவக் காற்றானது ஏறக்குறையப் பொதுக் கோள்காற்றுத் தொகுதியின் மாறுபட்ட வடிவமென்று தற்போது கருதப்படுகிறது. இடைவிட்டு ஏற்படும் பருவக் காற்று மழைப்பொழிவு, பருவ காலத்தில் நிலவும் வானிலையின் மாறுபடும் தன்மை, மழைப்பொழிவு ஏற்படுவதன் பொருட்டு இக்காற்று எடுத்துச் செல்லப்படும் ஈரத்தின் பற்றாக் குறை (inadequacy), வெப்பநிலைமைகள் காரணமாக ஏற்பட்ட குறைந்த, அதிக அழுத்தங்களின் தீவிரமற்ற இயல்பு (shallow-nature), பருவ காலத்தின்போது நாளுக்கு நாள் குறைந்த அழுத்தங்களின் நிலையிலும், தீவிரத்திலும் ஏற்படும் மாறுபாடு ஆகிய இவையெல்லாம் பருவக் காற்று நிலவும் பகுதியில் கடலிலிருந்து நன்கு தோன்றி இயங்கும் அலைகள், சூறாவளிகள் ஆகிய வடிவிலுள்ள வளிமண்டலத்தின் இன்னல்களைக் (Atmospheric disturbances) காட்டுகின்றன. இவையும் வெப்பச் சலனத் தொகுதிகளும் (convectional systems), பருவக் காற்று கூடிய வானிலை, மழைப்பொழிவு ஆகியவற்றுக்குப் பொறுப்பாயுள்ளன. பருவக் காற்றின் தோற்றம் ஆசியாவிலும், வடஅமெரிக்காவிலும் முக்கியமாகக் காணப்படுகின்றது. ஏனெனில், இங்கேதான் வெப்பத்திலும், அழுத்தத்திலும் ஏற்படும் பருவ வேறுபாடுகள் அதிகமாயுள்ளன. வடஅமெரிக்காவில் நில உருவ அமைப்பானது வட தென் நெடுஞ் சுழற்சிக்குச் சாதகமாயுள்ளது. இதனால், குளிர்காலத்தில் ஏற்படும் மிகுந்த குளிரை, வடக்கு நோக்கி வீசும் அயன மண்டலக்

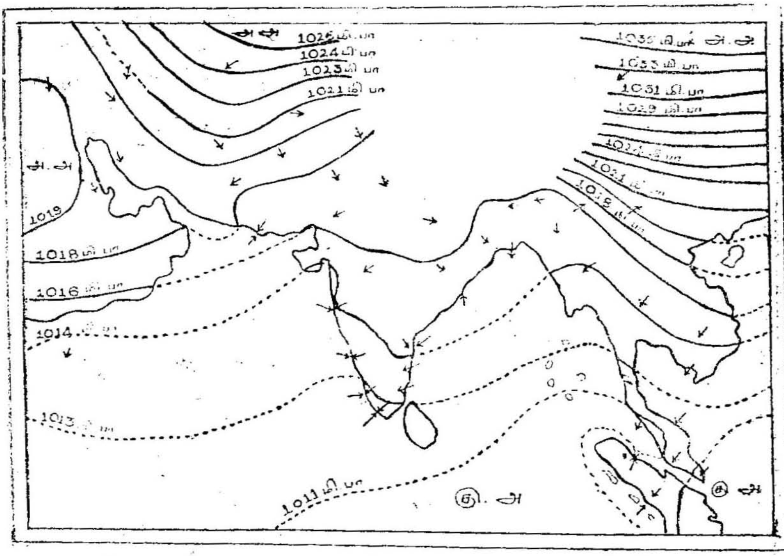
காற்ரோட்டம் மிதப்படுத்துகிறது. இதைப்போலவே கோடைக் கால வெம்மையைத் துருவ கண்ட காற்ரோட்டம், தெற்கு நோக்கி அடிப்பதால் மிதப்படுத்துகிறது. ஆனால் ஆசியாவில் நில உருவ அமைப்பானது கிழக்கு மேற்காக வியாபித்திருப்பதால், வடதென் நெடுஞ் சுழற்சிக்கு இடையூருக இருப்பதாலும், நிலப் பரப்பு அதிக மாக இருப்பதாலும், பருவ வேறுபாடுகள் அதிகமாகவும், துரித மாகவும் ஏற்படுகிறது. இதனால் ஆசியாவை அமெரிக்காவை விடச் சிறந்ததொரு பருவக் காற்றுக் கண்டமாகக் கருதுவது ஆச்சரியப்படத்தக்கதன்று. சிறந்த பருவக்காற்றுக் கண்டமாகக் கருதப்படும் ஆசியாக் கண்டத்தின் பருவ நிலைமைகளை இனிக் கவனிப்போம்.

ஆசியாக் கண்டத்தின் பருவக் காற்று
(The Monsoons of Asia)

அட்சரேகையிலும், தீர்க்கரேகையிலும் அதிக தூரம் வியாபித் திருக்கும் கண்டங்களுள் மிகப் பெரியதான ஆசியாக் கண்டம் சிறந்த பருவக்காற்றுப் பிரதேசமாகும் என்று மேலே பார்த்தோம். அதன் பரப்பு மிக அதிகமாயிருப்பதால், வெப்ப நிலையிலும் அதை யடுத்து அழுத்தத்திலும் ஏற்படும் பருவ வேறுபாடுகள் சிறப்பாக ஆசியாவின் தெற்கு, கிழக்குப் பகுதிகளில் நன்கு தோன்றுகின் றன. இப்பகுதிகளில் பருவக்காற்றுச் சுழற்சி தீவிரம் குன்றியிருந்த போதிலும் அது நன்கு புலனுகிறது. இத்தரைக் காற்றுச் சுழற் சியில் சம்பந்தப்பட்டுள்ள வளிப்பகுதிகள் முறையே கோடை, குளிர் காலங்களில் அயனக் கடல் வளிப் பகுதியும், துருவ கண்ட வளிப்பகுதியும் ஆகும். இக் காரணத்தால் கிழக்கு ஆசியாவின் கடற்கரைப் பகுதிகளை, இதையொத்த மற்ற இடங்களோடு ஒப் பிடும்போது, அவை மற்றவற்றைக் காட்டிலும், பருவ - வெப்ப நிலைமைகளில் வேறுபாடுகளை அதிகம் கொண்டுள்ளன. ஆனால், தென் ஆசியாவின் கடற்கரைப் பகுதிகள் இத்தகைய அதிக வெப்ப வேறுபாடுகளைக் கொண்டிருப்பதில்லை. சமீபகால ஆராய்ச்சி களின்படி இந்தியா, வானிலை இயக்கத்தில் தனித்து நிற்கவில்லை என்றும், அதைச் சுற்றியுள்ள நிலப்பகுதிகளின் வானிலைகள் இந்தியப் பருவக் காற்றுச் சுழற்சியைப் பாதிக்கிறது என்றும் கருதப்பட்டபோதிலும், ஆசியாக் கண்டத்தின் பருவக் காற்றுப் பண்புகளைப் பொதுவாக அறிந்து கொள்வதற்கும், பிரதேச வேறு பாடுகளைத் தெரிந்துகொள்ளவும், இந்தியா, சீனு, ஜப்பான் ஆகிய நாடுகளின் பருவக் காற்றுச் சுழற்சிகள் தனித்தனியே விளக்கப் படவேண்டும்.

தென் ஆசியப் பருவக் காற்றுத் தொகுதிகள் :

இப்பருவக் காற்றுத் தொகுதிகள் நிலவும் பிரதேசங்கள் இந்தியாவும், இந்தியாவின் கிழக்கேயுள்ள நிலப்பகுதிகளுமாகும். இந்தியப் பருவக் காற்றைப் பற்றிய புதிய மாறுபட்ட கருத்துக்களைப் பற்றிப் படிக்குமுன், அதைப் பற்றிய பழைய கருத்துக்களையும், கிழக்கு ஆசியப் பருவக் காற்று, இந்தியப் பருவக் காற்று ஆகிய இவ்விரண்டிற்குமிடையேயுள்ள வேறுபாடுகளையும், இந்தியாவின் கிழக்குப் பகுதியிலுள்ள பருவக் காற்றுப் பிரதேசங்களைப் பற்றியும் கவனிப்போம். இந்தியா, ஆசியாவின் மற்றப் பகுதிகளிலிருந்து மலைத் தொடர்களால் பிரிக்கப்பட்டு, அயன மண்டலப் பிரதேசத்தில் அமைந்திருப்பதால், இங்கு நிலப்பகுதி,

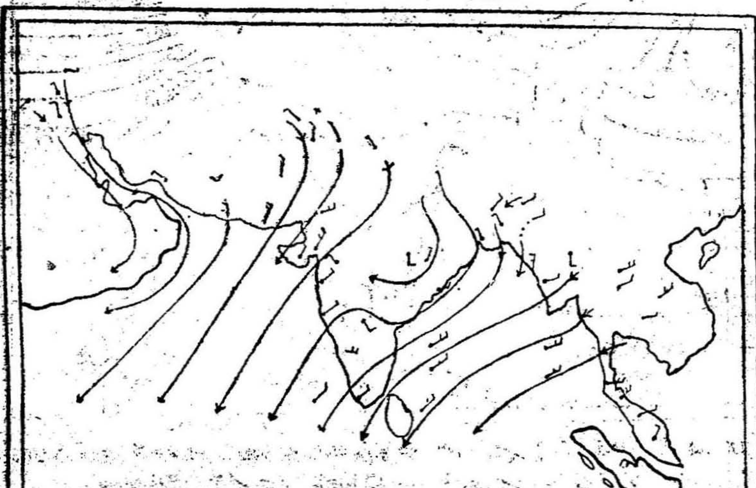


படம் 3—25. (a) ஜனவரி மாதத்தில் நிலவும் சராசரி அழுத்தமும் காற்றும். (உதவி :— இந்திய வானிலை நிலையம்)

அதைச் சுற்றியுள்ள கடற்பகுதி ஆகியவற்றின் வேறுபட்ட வெப்பமடையும் தன்மையால் உண்டாகும் காற்றுத் தொகுதிகள் காலக் கிரமத்தின்படி (Periodic) நிலவுகின்றன. பருவக் காற்றுப் பிரதேசத்திற்கு இந்தியா ஒரு சிறந்த எடுத்துக்காட்டாகக் கருதப்படுகிறது. பூமியின் மேற்பரப்பில் குளிர் காலத்தின்போது, பொதுக் காற்றோட்டம் நிலத்திலிருந்து கடலை நோக்கி வீசி, இந்துமாக் கடல் பரப்பில் வடகிழக்குப் பருவக் காற்றாக வீசுகிறது. இக் காற்று, கண்டப் பகுதிகளில் உற்பத்தியாவதால் வறட்சி மிகுந்

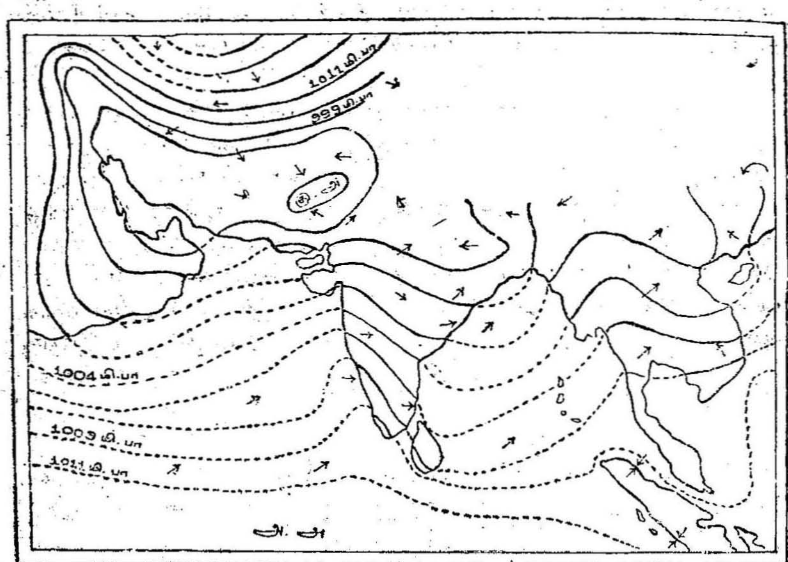
துள்ளது. கோடை காலத்தின்போது இதற்கு நேர்மாறான நிலை காணப்படுகிறது. காற்றுத் திசையில் திருப்பம் ஏற்படுகிறது. அதாவது தென்மேற்குப் பருவக் காற்றாகிய இது, கடலிலிருந்து நிலத்தை நோக்கி வீசுவதால், ஈரம் மிகுந்திருப்பதோடு, அடிக்கடி மழைப் பொழிவையும் உண்டாக்குகின்றது. இப்பருவ காலத்தில் காற்றின் ஈரப்பத விகிதமும், மேகமூட்டமும் அதிகமாயுள்ளன (படம் 3 – 25 a, b). இவ்விரண்டு முக்கிய பருவ காலங்களுக்கிடையில் வெம்மை மிகுந்த வானிலை (ஏப்ரல், மே), பின்னடையும் (Retreating) தென்மேற்குப் பருவக் காற்று (அக்டோபர், நவம்பர்) ஆகியவை நிலவுகின்றன.

ஜனவரி மாத ஆரம்பத்தில் வெப்ப நிலைமைகள் குறைந்த அளவில் உள்ளன. எதிர்ச் சூறாவளித் தன்மைகளோடு கூடிய அதிக அழுத்த மண்டலமொன்று மத்தியதரைக் கடலின் மேற்குப் பகுதியிலிருந்து மத்திய ஆசியா, வடகிழக்குச் சீனா ஆகிய

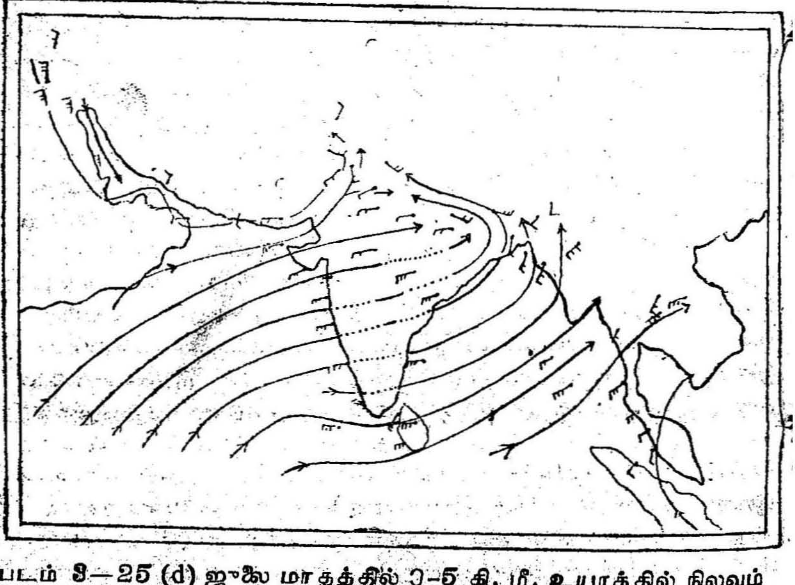


படம் 3—25 (b) ஜனவரி மாதத்தில் 0-5 கி. மீ. உயரத்தில் நிலவும் காற்று. (உதவி :— இந்திய வானிலை நிலையம்)

பகுதிகள் வரை பரவியுள்ளது. இச்சமயத்தில் இந்தியா முழுவதிலும், நிலப்பகுதிகளிலும், கடற்பரப்புகளிலும், வடகிழக்குப் பருவக்காற்று நன்கு நிறுவப்படுகிறது (படம் 3 – 25 a, b). சாதாரணமாக, இச்சமயத்தில் இந்தியாவில், மென்மையான வாடைக் காற்றுடன் கூடிய குளிர்ந்த வானிலை நிலவுகிறது. ஆனால் இவ்



படம் 3—25 (c) ஜூலை மாதத்தில் நிலவும் சராசரி அழுத்தமும் காற்றும். (உதவி :— இந்திய வானிலை நிலையம்)



படம் 3—25 (d) ஜூலை மாதத்தில் 3-5 கி. மீ. உயரத்தில் நிலவும் காற்று. (உதவி :— இந்திய வானிலை நிலையம்)

வானிலையானது, பாரசீகம், வடஇந்தியா ஆகிய பகுதிகளைக் கடந்து கிழக்காக இயங்கும் சூருவளிகளால் மாறுதலடைகிறது.

மார்ச்சு மாதம் முதல் மே மாதம் வரை வடஇந்தியாவில் வெப்பநிலை தொடர்ச்சியாக அதிகரித்துக் கொண்டும், அழுத்தம் குறைந்து கொண்டுமிருப்பது நன்கு குறிக்கப்படுகிறது. ஆனால், தெற்கில் இந்துமாக் கடல் பரப்பிலும், அதை அடுத்துள்ள நிலத் தொகுதிகளிலும் நிலைமை நேர் மாருக உள்ளது. தெற்கிலுள்ள பிரதேசங்களில் எதிர்ச் சூருவளித் தன்மைகளுடன் கூடிய தீவிர மான அதிக அழுத்தம் காணப்படுகிறது. இச் சமயத்தில் மிகக் குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசமானது (L. P. Trough), வடமேற்கு இந்தியாவில் காணப்படுகிறது. இது சோட்டாநாகபுரி வரை வியாபிக்கிறது.

மே மாத முடிவில் ஏற்கெனவே நிறுவப்பட்டுள்ள குறைந்த அழுத்தமானது தீவிரமடைகிறது. இதன் காரணமாக இந்தி யாவில் காற்றுச் சுழற்சி மிகவும் தீவிரமாயுள்ளது. இதனல் பூமத்தியரேகைக்குத் தென்பகுதியில் காணப்படும் தென்கிழக்கு வியாபாரக் காற்று, வடக்கு நோக்கி அரபிக்கடல், வங்காள விரிகுடாக்கடல் ஆகிய பகுதிகளுக்கு ஈர்க்கப்படுகிறது. ஆகை யால், தென்கிழக்கு வியாபாரக் காற்று, இந்தியக் காற்றுச் சுழற்சி யில் சிக்குகிறது. தென்மேற்குப் பருவக் காற்று முதன் முதலில் ஜூன் மாதம் முதல் தேதியன்று மலையாளக் கடற்கரைப் பகுதியில் திடீரென்று தோன்றுகிறதென்றும் (Burst) பின்பு வடக்கு நோக்கி வியாபிக்கிறதென்றும், ஜூன் மாத முடிவிற்குள் இந்தியாவின் பல பகுதிகளிலும் பருவக் காற்று நிறுவப்படுகிறதென்றும் தெரிகிறது. பருவக் காற்று தோன்றியவுடன் வானிலை முற்றிலும் மாறுதல் அடைகிறது. அதாவது பருவக் காற்றின் வருகையை அறிவிப்பது போன்று, இடி, மின்னலுடன் கூடிய கனமழைப் பொழிவு உண்டா கிறது. பருவக் காற்றேட்டமும் அதனுல் உண்டாகும் மழைப் பொழிவும் இடவிவரத்தினுல் பாதிக்கப்படுகிறது (Modified). மூன்று முக்கிய பருவக் காற்றேட்டங்களிருப்பதாக அறியப்பட் டுள்ளன. (1) அரபிக்கடல் காற்றேட்டம், (2) முதல் சொன்ன தன் ஒருபகுதி வங்காள விரிகுடாவின் வடபகுதியில் முன்னேக்கிச் செல்கிறது. (3) கங்கைப் பள்ளத்தாக்கில் வீசும் தென்கிழக்குக் காற்றேட்டம் ஆகியவை (படம் 9—25c, d). முதல் சொன்ன இரண்டு காற்றேட்டங்களும், பொதுவாக ஒரிஸாவிலிருந்து வட மேற்கு இந்தியா வரை வியாபிக்கும் குறைந்த அழுத்தப் பள்ளத் (L. P. Trough) தளத்தில் ஒன்று கூடுகின்றன என்று கருதப்படு கிறது. பருவக் காற்று மழையை அதிகரித்து தங்களுக்கு வெகு

அருகிலேயே மழைப் பொழிவை ஏற்படுத்தும் குறைந்த அழுத்தங்கள், வங்காள விரிகுடாப் பகுதியிலிருந்து, குறைந்த அழுத்தப் பள்ளத்தின் வழியாக இயங்குகின்றன. இக் குறைந்த அழுத்தப் பள்ளத்தின் வடக்குத் தெற்கு அலைவு, மழைப் பொழிவின் வியாபனத்தைப் பாதிக்கிறது. மேலும், மழைப்பொழிவு விட்டு விட்டு, ஏற்படும்படிச் செய்கிறது.

மழைப்பொழிவு ஜூன் முதல் ஜூலை மாதம் வரை அதிகரித்து, அதன்பின் ஆகஸ்டு வரை ஒரே சீராக உள்ளது. இதற்குப் பின் பருவக் காற்றோட்டம் வடஇந்தியாவிலிருந்து பின்னிடுவதாக (Retreat)க் கருதப்படுகிறது. சீனா தேசம் நடு அட்சரேகைப் பிரதேசத்தில் அமைந்துள்ளது மட்டுமல்லாமல், இந்தியாவிலிருந்து மலைத்தொடர்களால் பிரிக்கப்பட்டும் இருப்பதால், இங்குக் குளிர்காலப் பருவக் காற்றோட்டம் கோடைகாலப் பருவக் காற்றோட்டத்தைவிட வலிமை மிகுந்திருப்பதோடு, நிலையான திசையையும் கொண்டுள்ளது. ஆனால், இந்தியாவிலோ இதற்கு நேர் மாறான நிலை காணப்படுகிறது. இந்தியாவில், குளிர்காலப் பருவக் காற்று மென்மையான காற்றோட்டமாகும். ஆனால், கோடைகாலப் பருவக்காற்று வலிமைமிக்க காற்றோட்டமாக இருப்பதோடு, அநேக மைல்கள் தூரத்திற்கு அயனக் கடற்பரப்புக்களைக் கடந்து செல்வதால், அதிக அளவு ஈரத்தை ஈர்த்துக்கொண்டு, நன்கு தோற்றமளிக்கும் வளிமுகமாக (Well developed definite front) இந்தியாவை நோக்கி இயங்குகிறது. இவ்வளிமுகத்தின் வருகை, இந்தியாவில் நிலவும் வானிலையை முற்றிலும் மாற்றுகிறது. இந்தியாவிற்குக் கிழக்கே உள்ள, பருவக் காற்றுச் சுழற்சி நன்கு அறியப்படாத நாடுகளில், பருவக் காற்றின் வடக்கு நோக்கிய பெயர்ச்சி இவ்வாறு திடீரென்று ஏற்படுவதில்லை. வானிலையிலும் அவ்வளவு இன்னல்கள் காணப்படுவதில்லை. பருவக் காற்றுச் சுழற்சி தீவிரமாக இருக்கும்போது, மழைப் பொழிவு அதிக அளவு ஏற்பட்டபோதிலும், இங்கு வானிலை குழப்பமானதாக இல்லை. இருந்த போதிலும், பருவக் காற்றின் முன்னேக்கிய இயக்கக் காலத்திலும் (Advance), பின்னடையும் காலத்திலும் வானிலையில் குழப்பங்கள் உண்டாகின்றன. ஏற்கெனவே சொன்னதுபோல, சீனாவில் மழைப் பொழிவு ஏற்படும் பருவம், கோடைப் பருவக் காற்றுக் காலமென்ற போதிலும், அது இந்தியப் பருவக்காற்றைப் போன்று சக்திவாய்ந்ததல்ல. ஏறக்குறைய அக்டோபர் மாதம் முதல் டிசம்பர் மாதம் வரையுள்ள பின்னடையும் பருவக்காற்று காலம் என்று அறியப்படும் இடைக்காலத்தில், கிரமமாக (Slowly) வறட்சி நிலை உண்டாகிறது. வானிலை முழுவதும் மாற்றிய அரபிக் கடல் காற்றோட்டம், வங்காளக் குடாக்கடல் காற்றோட்டம் ஆகிய

இரண்டும், செப்டம்பர் மாத மத்தியில் பின்னிட ஆரம்பிக்கின்றன. இது காறும் குறைந்த அமுக்கம் நிலவிய இடங்களில் கிரமமாக (பொதுவாக) அதிக அமுக்கத்திற்கான நிலைமைகள் தோன்றுகின்றன. ஏறக்குறைய அக்டோபர் மாதத்தில், குறைந்த அமுக்கமானது, வங்காளக் குடாக்கடலின் மத்திக்கும், நவம்பர் மாதத்தில் அதற்குத் தெற்கிலும், பிறகு பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்திலும், கடந்து செல்கிறது. அரபிக்கடல் பிரதேசத்திலும் இதையொத்த நிலைமை காணப்படுகிறது. வட இந்தியாவில் இக்காலம் வறட்சியாக உள்ளது. ஆனால், சென்னை, ஆந்திர இராச்சியங்களின் கடற்கரைப் பகுதிகளில் பொதுவாக மழைப்பொழிவு உண்டாகிறது. அக்டோபர், நவம்பர் மாதங்களில் இப்பகுதிகளில் ஏற்படும் மழைப் பொழிவு சூருவளிகளுடன் கூடியதாயுள்ளது. அரபிக் கடலிலும் வங்காள விரிகுடாக் கடலிலும் சூருவளிகள் முக்கியமாக ஏற்படும் காலம் மே, அக்டோபர், நவம்பர் ஆகிய மாதங்களாகும். இருப்பினும், அவை ஏப்ரல், செப்டம்பர், டிசம்பர் மாதங்களிலும் ஏற்படலாம். அரபிக்கடலில் முன்னேக்கி இயங்கும் பருவக் காற்ருேட்டத்தில் சூருவளிகள் ஜூன் மாதத்தில் ஏற்படுகின்றன.

பருவக் காற்றைப் பற்றியும், அவற்றின் தோற்றத்தைப் (Origin) பற்றியும் தற்போது நிலவும் கருத்தானது வருமாறு: பருவக்காற்று ஒரு தனிப்பட்ட நிகழ்ச்சி என்று கருதப்படாமல், அதைச் சூழ்ந்துள்ள நிலைமைகளாலும், அமுக்கக்கோட்பாடுகளினலும் ஓரளவுக்குத்தான் பாதிக்கப்படுகிறது என்றும், அது பூமியின் வளிமண்டலப் பொதுச் சுழற்சியின் ஒரு பகுதியென்றும் கருதப்பட்டால், இந்தியப் பருவக் காற்றைப் பற்றிய கருத்துக்கள் தெளிவு பெறுகின்றன.

வளிமுகங்கள், குவியும் காற்ருேட்டங்கள் ஆகியவை பற்றிய சிக்கலான விவரங்களைத் தவிர, பருவக் காற்றைப் பற்றி நன்கு ஒப்புக் கொள்ளப்பட்டவையும், வெகு காலமாக மதிக்கப்பட்டுள்ளவையுமான சில கருத்துக்கள் தற்போது விவாதத்திற்குள்ளாகியுள்ளன. இந்தியாவின் வெப்ப தட்ப நிலை, சூழ்நிலையின் பாதிப்பைப் பொறுத்துள்ளது. ஆனால், இது தென்கிழக்கு ஆசியப் பருவக் காற்றுத் தொகுதியிலிருந்து வேறுபடுகிறது.

வெப்பத்தினல் ஏற்பட்ட பருவக் காற்று (thermally induced monsoon) ஏற்கெனவே உள்ள கோள்காற்றுத் தொகுதியோடு நிலவுகின்றது. பருவக்காற்று மிகப் பெரிய வெப்பச் சலனக் கோட்பாடாய் இருந்தால், மேற்பரப்புக் காற்ருேட்டத்திற்குமேல், உயரத்தில் (Aloft) நிலவும் காற்ருேட்டம், கீழ் மட்டங்களில் நிலவும்

காற்றோட்டத்தின் எதிர்த்திசையிலிருக்க வேண்டும். சில வேளை களில் இம்மாதிரி இருப்பதில்லை.

கோடைப் பருவக் காற்றின் மழைப் பொழிவுத் திறன் (Efficacy) விவாதத்திற்குள்ளாகிறது. கோடைப் பருவக்காற்று கடலிலிருந்து அதிக அளவு ஈரத்தை ஈர்த்து, நிலப்பாகத்திற்கு எடுத்துச் சென்றபோதிலும், இது மழைப் பொழிவை ஏற்படுத்து வதற்குப் போதுமானதாக இல்லை. தவிர, கோடைக் காலத்தின் போது, வானிலை எதிர்பார்ப்பதுபோல அவ்வளவு எளிமையாக இல்லை. நிலத்தை நோக்கி வீசும் காற்று நிலவும் காலம் முழு வதுமே மழை பொழிவதில்லை. அவ்வப்போது மழையற்ற வானிலை நிலவுகிறது. தென்கோளார்த்தத்திற்குரிய தென்கிழக்கு வியா பாரக் காற்று, தென்மேற்குப் பருவக் காற்றாக மாற்றுவதன் பொருட்டு, அதை ஈர்க்கும் சிந்துப் பிரதேசத்திலுள்ள குறைந்த அழுத்தத்தின் செயலைப் பற்றி 1907-ஆம் ஆண்டிலேயே விவாதிக்கப்பட்டது. அப்பொழுது எலியட்ஸ் என்பவர் திடீ ரென்று (Spasmodic & Sudden burst) ஏற்படும் பருவக் காற்றுக்கு முக்கிய காரணம் அதனுடைய திணிவு வேகத்தையும் (Momentum), தடையில் ஏற்படும் குறைவையும் (Diminution of Resistance) பொறுத்துள்ளதே என்றும், காற்று, குறைந்த அழுத்தத்தை நோக்கி ஈர்க்கப்படுவதனுல் அல்ல என்றும் விளக்கியுள்ளார்.

ஃப்ளான் என்பவர் பின் வருமாறு விளக்கம் கொடுத்துள்ளார்: நிலையான (Stationary) தன்மையதாகக் கருதப்பட்டு வந்ததும், வடமேற்கு, வடஇந்தியப்பகுதிகளில் நிலவுவதுமான இந்தியப் பருவக் காற்றின் குறைந்த அழுத்தம், ஓரளவாவது சூருவளி குறைந்த அழுத்தங்களின் சராசரிப் பாதையினுல் ஏற்பட்ட விளைவாக இருக்கும் என்று கருதப்படுகிறது. ஃப்ளானின் கூற் றுப்படி, கோடையில், இந்தியாவில், உள்நோக்கி இயங்கும் ஈரம் மிகுந்த அயனக் கடற்காற்றானது வலிமை மிகுந்த காற்றோட்டமாக இருப்பதோடு, ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல் நன்கு தோற்ற மளிக்கும் (Definite front) வளிமுகமாக முன்னேறுகிறது (Advance). மேலும் பருவக் காற்றுச் சுழற்சி தீவிரமாக இருக்கும் போது ஏற்படும் மழைப் பொழிவு சூருவளிப் புயற்காற்றுடன் கூடியுள்ளது என்றும், இவை காற்றுக் குவியும் பிரதேசங்களில் உற்பத்தியாவதாகத் தோன்றுகிறது என்றும் அவர் குறிப்பிடுகிருர்.

வடஇந்தியாவில் நிலவும், வெப்பத்தினுல் உண்டான குறைந்த அழுத்தம் வடஇடை அயனக்காற்றுக் குவிதலின் (N.I.T.C.) அசாதாரணமான மிகப்பெரிய அளவில் ஏற்படும் வடக்கு நோக்கிய

பெயர்ச்சியே ஆகும். இப்பெயர்ச்சி வட இந்தியாவில் நிலவும் உச்ச வெப்ப நிலைகளுக்குக் காரணமாய் இருக்கலாம். ஆகவே, பருவக் காற்றின் முக்கிய மேற்காற்றோட்டமானது (Westerly current) பெரிய அயனக்கீழ்க் காற்றோட்டங்கள் அல்லது வியாபாரக் காற்றுத் தொகுதிகளில் அடங்கியுள்ள (Embedded) பூமத்திய மேற்காற்றோட்டங்களின் விரிவேயாகும். மழையைக் கொடுக்கக் கூடிய அநேக புயற் காற்று (Storms), இயங்கும் வடஇடை அயனக்காற்றுக் குவிதலில் ஓரமாகத் தோன்றும் இன்னல்களாகும். ஆகவே, குளிர்காலப் பருவக்காற்று, வெப்பத்தின் காரணமாக ஏற்பட்டதல்ல. ஆனால், அக்னி வளையமும், வட இடை அயனக்காற்றுக் குவியலும் தெற்கு நோக்கி பின்னடைவதனால். இவ்வட்சரேகை வியாபாரக் காற்றுத் தொகுதியின் மறுபெயர்ச்சியே ஆகும்.

தாம்ஸன், கோட்டீஸ்வரன் ஆகியோர் இந்தியப் பருவக் காற்றைப்பற்றி வேறு சில விளக்கங்கள் கொடுத்துள்ளார்கள். இங்கு அவர்களுடைய கருத்துக்களைப் பற்றிய முக்கிய விஷயங்கள் மட்டுமே கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. தென்கிழக்கு ஆசியாவின் நில உருவ அமைப்பினால் பாதிக்கப்படும் பொதுச் சுழற்சியிலிருந்து, பருவக் காற்று நிகழ்ச்சிக்கு விளக்கம் தேடுவதின் பொருட்டு, தற்போது பெரும்பாலான எழுத்தாளர்கள் அதிக உயரத்தில் நிலவும் பருவக் காற்றை ஆதாரமாகக் கொண்டுள்ளார்கள். இக்கருத்தோடு இசைந்து, மேல்காற்றுச் சுழற்சி, வளிமுகங்கள் ஆகியவற்றிலிருந்து, பருவக் காற்று நிகழ்ச்சியைத் தாம்ஸன் விளக்கியுள்ளார்.

பூமியைச் சுற்றிக் காணப்படும் பெரிய குறைந்த அழுத்தப் பள்ளத்தின் ஒரு பகுதியாகக் கருதப்படும் சிந்துப் பிரதேசக் குறைந்த அழுத்தப் பகுதி, பொதுவாக இடை அயன வளிமுகமென்று கருதப்படுகிறது. சாதாரணக் காற்றோட்ட அமைப்பிலிருந்து இது வேறுபட்டிருப்பதால், இந்தியாவில் இது நிலவுதல் சந்தேகிக்கப்படுகிறது. உண்மையில் இது ஆசியாவின் துருவ வளிமுகமே என்று சில நிபுணர்கள் குறிப்பிடுகின்றனர். மேற்குப் பசிபிக் துருவ வளிமுகம் (W.P.P.F) ஒன்று இருப்பதாகத் தாம்ஸன் கருதுகிறார். இதனால், இந்தியாவில் ஒரு பருவத்தில் மேற் காற்று உயரங்களில் நிலவுகிறது. மற்றொரு பருவத்தின்போது பூமத்தியப் பிரதேச மேற் காற்று நிலவுகிறது. இவ்வளிமுகத்தின் நிலையும், வடதென் பெயர்ச்சிகளும், பருவக் காற்றின் வானிலையின் ஒரு முக்கியமான அம்சமாக உள்ளதென்றும் (Constitute), இவ்வளிமுகம் 2,000 அடி உயரத்தில் நிலைத்துக்

காணப்படுகிறது என்றும் தாம்ஸன் குறிப்பிட்டுள்ளார். இந்த வளிமுகம் குளிர்காலத்தில் சைபீரியா, இந்திய கண்ட வளிப்பகுதிகளையும், மற்றொரு பக்கத்தில் வடபசிபிக் வியாபாரக் காற்றையும் பிரிக்கிறது. இந்தியாவிலும், சீனுவிலும் மேல் அட்சரேகைகளில் தோன்றுவதால், இவ்வளிமுகம் துருவ வளிமுகம் என்று அழைக்கப் படுகிறது. இது குளிர்ச்சியாக இல்லை. மேலும், இது சமீப காலத்தில் துருவப்பிரதேசத்தில் உண்டானதல்ல. உண்மையில் இது வெப்பம் மிகுந்த ஆசியப் பகுதிகளைக் கடந்து செல்வதன் விளைவாகவும், மேலும் இந்தியாவில், மேற்கிலுள்ள மேட்டு நிலங்களிலிருந்து கீழ்நோக்கி இறங்குவதாலும் வெப்பமாயுள்ளது.

மேலும், அதிக உயரத்தில் நிலவும் காற்றுச் சுழற்சி, வட கோளார்த்தத்தில் மண்டல அமைப்புக் கொண்ட மேற் காற்றோட்டத்தின் காரணமாகச் சிக்கலான அமைப்பைக் கொண்டுள்ளது என்று குறிப்பிடப்பட்டுள்ளது. இக்காற்றோட்டத்தின் கிழக்கு நோக்கிப் பாயும் பகுதி, ஆசியாவின் மேட்டு நிலத்தினுல் இரண்டாகப் பிரிக்கப்பட்டு, மறுபடியும் திபெத்திலுள்ள குவியும் பிரதேசத்தில் ஒன்று சேருகிறது. குளிர்காலத்தில் மற்றொரு வளிமுகம் தோன்றுதல் கிவப்பதட்ப நிலையின் முக்கியமான விளைவுகளைக் கொண்டுள்ளது. அதிக உயரங்களில் நிலவும் மேற் காற்றுக்கும், பசிபிக் பிரதேசத்தில் நிலவும் வியாபாரக் காற்றுக்கும், இடையில் பசிபிக் துருவ வளிமுகம் என்று சொல்லப்படும் நன்கு வரையறுக்கப்பட்ட வளிமுகம் உண்டாகிறது. இது, கீழ் மட்டங்களில் நிலவும் மேற்கு பசிபிக் துருவ வளிமுகத்துடன் இணங்குவதில்லை. இதைத் தவிர, வியாபாரக் காற்றிலிருந்து வளிமுகத்தின் மூலம் பிரிக்கப்பட்டுள்ள பூமத்திய மேற்காற்று மண்டலம் உள்ளது. இதன் இயக்கத்தின் காரணமாக, வானிலையில் மாறுபாடு உண்டாகிறது. மே மாதத்திற்குள் இந்தோ சீனு பிராந்தியங்களில் குறைந்த அழுத்தம் ஏற்படுகிறது. இச்சமயத்தில் இந்தியப் பகுதியில் வியாபாரக் காற்று உட்புகுவதில்லை. மேற் காற்று (Westerlies) மறைகின்றது. இச்சமயத்தில் சைபீரிய வளிப் பகுதி அதிக உயரங்களில் நிலவும் வியாபாரக் காற்றைச் சந்திப்பதால் மேற்கு பசிபிக் துருவ வளிமுகத்தைத் தீவிரமடையச் செய்கிறது. இதற்குள்ளாகக் கீழ் மட்டங்களில் நிலவும் பூமத்திய மேற்காற்று வடக்குப் புறத்தில் மற்றொரு கிளைக் காற்றோட்டத்தைத் தோற்றுவிக்கிறது. பூமத்திய வடபசிபிக் பிரதேச வியாபாரக் காற்றின் வளிமுகம் முன்னேக்கித் தள்ளப்படுகிறது. புதிதாக ஏற்பட்ட துருவ வளிமுகம், இந்துமாக்கடல் பகுதியிலும், மேற்பசிபிக் துருவ வளிமுக வரிசையிலும் (W. P. P. F.) பூமத்திய வடபசிபுக் வியாபாரக் காற்று வளிமுகம், பசிபிக் பிரதேசத்தையும் வந்தடை

கின்றன. சைபீரிய, இந்திய கண்ட வளிப்பகுதிகள், கடல் வியா பாரக் காற்று, பூமத்திய மேற் காற்று ஆகியவற்றினின்றும் பிரிக்கப் பட்டுள்ளன. வளிமுகத்தின் மேல் நோக்கிய இயக்கத்தினால், இந்திய நாடானது, பூமத்திய மேற் காற்றின் பாதிப்புக்கு உட்படுகிறது.

ஜூன் மாதத்திற்குள், இந்தியாவில் குறைந்த அழுத்த மானது தீவிரமடைகிறது. மேலும், துருவக் குறைந்த அழுத்தப் பள்ளம் கண்டத்தின் குறுக்காக வியாபிக்கிறது. இதற்குத் தெற்கே, மேற்குப் பருவக் காற்றோட்டம் (வட இந்திய மேற் காற்று) என்று அழைக்கப்படும் பூமத்திய மேற்காற்றின் வடக்கு நோக்கிய கிளைக் காற்றோட்டம் தோன்றி, முக்கியத்துவம் அடைகிறது. மேற்சொன்ன துருவப் பள்ளத்திற்கு வடக்கில், அதாவது வட மேற்கு இந்தியாவில், கண்டவளிப்பகுதி நிலைத்து காணப்படுகிறது. சீனாவில் சைபீரிய வளிப்பகுதி நிலவுகிறது. ஆழமானதும், ஈரம் மிகுந்ததுமான வடஇந்திய மேற்காற்று சைபீரியக்காற்றைச் சந்திப்பதனால், துருவவளிமுகம் தீவிரமடைகிறது. இதன் விளை வாகச் சீனாவில் கோடை மழை ஆரம்பமாகிறது. இந்தியாவில், இந்திய கண்ட வளிப்பகுதி பிரதிக்கிரியை புரியும் மூன்றாவது வளிப்பகுதியாகும். பூமத்திய குறைந்த அழுத்தத்திற்குத் தெற்குப் புறத்திலிருந்து தென்மேற்குப் பருவக்காற்றுத் தோன்று கிறதென்னும் பழமையான (Traditional) கருத்தைத் தாம்ஸனும் மறுத்துள்ளார். அதிக உயரங்களில் நிலவும் காற்று பெரும்பாலும் மேற் காற்று என்று அவர் குறிப்பிட்டுள்ளார். இதைத் தவிர 5,000 அடி உயரத்தில் நிலவும் தென்கிழக்கு வியாபாரக் காற்று, 8,000 அடி உயரத்தில் நிலவும் ஆழ்ந்த, ஈரம் மிகுந்த தென் மேற்குப் பருவக் காற்றாக மாறக்கூடும் என்றும் எண்ணுவது கடினம். வட இந்திய மேற் காற்றின் ஒரு பகுதி தென்கோளார்த் தத்தில் உற்பத்தியாகிறது என்பதில் சந்தேகமில்லை. ஆனால், அது 10,000 அடி உயரத்தில் நிலவும் பூமத்திய மேற் காற்றின் தோற்றமேயாகும். மேலும், தென்கோளார்த்தத்தில் ஏற்படும் காற்று மாற்றம், இப் பிரதேசத்தில் காணப்படும் வலஞ் சுழியாக உள்ள, பிராந்தியச் சுழல் காற்றின் காரணமாக உண்டாகிறது என்று குறிப்பிடப்பட்டுள்ளது.

இந்தியப் பருவக் காற்றுச் சூத்திரத்தில், வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டம் கொண்டுள்ள பங்கைப் பற்றி கோடீஸ்வரனது முடிவை இவ்விடத்தில் சுருக்கமாகக் கவனிப்போம். வலிமை மிகுந்த கீழ்க்காற்று, ட்ரோபோஸ்ஃபியரில் அதிக உயரங்களில் நிலவுவதாக அவர் குறிப்பிட்டுள்ளார். மேலும், இந் நிகழ்ச்சி

யைக் கோடைப் பருவக்காற்றினால் ஏற்படும் மழைப் பொழிவுடன் தொடர்புபடுத்தக் கூடுமென்று அவர் குறிப்பிட்டுள்ளார். கோடையில் ஏற்படும் சராசரிக் காற்றோட்டம், தென் ஆசியாவின் 15° வடஅட்சரேகையில் ஒன்று சேர்க்கப்பட்டுள்ள கிழக்கு நோக்கிய வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டம் ஒன்று இருப்பதைக் காட்டுகிறது. இக்காற்றோட்டம் சீனாவின் கிழக்குக் கடற்கரையை அடுத்து உண்டாகி, இந்தியாவிலும், அரேபியா வழியாக சூடான் வரையிலும் வியாபிக்கிறது. இரண்டாவது காற்றோட்டம் ஆப்பிரிக்காவின் மேற்குக் கடற்கரையோரமாக 10° வடஅட்ச ரேகையில் ஏற்படுவதுபோல் தோன்றுகிறது. கோடையில் ஆசியாவில் மழை மண்டலம் இந்தியாவில் மலைப்பாங்காக உள்ள மேற்குக் கடற்கரை, பர்மா ஆகிய இடங்கள் தவிர, பெரும்பாலும், கிழக்கு நோக்கி வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டத்தின் அச்சுக்கு வடக்கிலுள்ளது.

கிழக்குக் காற்றோட்டமானது வங்காள விரிகுடாவின்மீது இறங்கும்போது, தெற்கில் அதிக அளவு மழைப்பொழிவு ஏற்படு கிறது. வடகிழக்கு இந்தியாவிலும், பர்மாவிலும், அதற்குக் கிழக் கிலும் ஏற்படும் பரவலான மழைப்பொழிவு (Extensive rain), வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டத்தின் கருத்தின்படி இப் பிரதேசங் களில் எதிர்பார்க்கக் கூடிய மிகுதியாக ஏற்படும் காற்றின் மேல் நோக்கிய இயக்கத்துடன் (Ascent) இணங்குகிறது.

இந்தியத் தீபகற்பத்திற்கு மேற்கில், முன்சொன்ன அமைப்பு மாறிக் காணப்படுகிறது. இங்குக் காற்றோட்டம் கீழ் நோக்கித் திரும்புவதன் விளைவாகப் பாலைவனங்களில் அதிக அளவில் கீழிறங்குகிறது. உண்மையில் மேற்பரப்பு வெப்ப மடைந்த போதிலும், மேல் மட்டங்களில் இம்மாதிரிக் காற்று இறங்குவ தினால் (Sinking), பாலைவனங்கள் உண்டாகின்றன என்று சொல்ல லாம். காற்றோட்டத்தின் அச்சிற்குத் தெற்கில் மழைப்பொழிவு ஆப்பிரிக்காவில 10° வட அட்சரேகைக்குத் தெற்கிலுள்ள பிரதே சத்திலேயே காணப்படுகிறது.

இவ்விதமாக ஆசியா, இந்தியா, ஆப்பிரிக்கா ஆகிய நாடு களில் கோடை மழையின் பரவலில் (Distribution) வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்கள் கொண்டுள்ள பங்கை, கோடீஸ்வரன் எடுத்துக் காட்டியுள்ளார். மேலும், வீறிட்டுப் பாயும் காற் றோட்டம் பொதுப் பருவக் காற்றுச் சுழற்சியின் ஒரு பகுதி என்றும் சொல்லலாம். ட்ரோபோஸ்ஃபியரின் கீழ்ப் பகுதியில் நிலவும் பருவக் காற்றுக்கும், அதன் மேல் பகுதியில் கீழ்க் காற்றோட்டத் திற்கும் (Easterly current) தொடர்புள்ளதுபோல் தோன்றுகிறது.

இதைப் பின்வரும் உண்மைகள் மேலும் பலப்படுத்துகின்றன. அவையாவன: (1) இமயமலையின் தெற்கு ஓரத்தின் வடக்கில், வெகு தூரத்தில், குளிர்கால மேற் காற்றோட்டம் (வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டம்) இயங்கும்போது, பருவக் காற்று திடீரென்று (Burst) ஏற்படுகிறது. (2) பருவக் காற்று, வீறிட்டுப் பாயும் கீழ்க் காற்றோட்டங்கள் ஏற்படும் மேல் பகுதிகளை ஒத்து, கிழக்குத் தீர்க்க ரேகைப் பிரதேசங்களிலேயே உண்டாகிறது. (3) பருவக் காற்றில் காலக் கிரமத்தின்படி உண்டாகும் துடிப்புக்கள் (Pulsations) அதிக உயரங்களில் நிலவும் கீழ்க் காற்றோட்டங்களில் ஏற்படும் இதை ஒத்த பெயர்ச்சிகளோடு தொடர்பு கொண்டுள்ளன.

ஆகவே, இந்தியாவில் ஏற்படும் மழைப்பொழிவு, அதன் வியாபனம், பண்பு ஆகிய எல்லாம் அயனமண்டலப் பொதுக் கோள்காற்றுச் சுழற்சியின் ஒரு பகுதியான குறைந்த அழுத்தங்கள், வளிமுகங்கள் ஆகியவற்றின் விளைவு என்று கருதப்படுகிறது. இவ்வாறு பருவக் காற்றுச் சுழற்சியை அயனமண்டலக் கோள்காற்றோட்ட அமைப்பின் ஒரு பகுதியாகக் கருதலாம். இக் கோள்காற்றுச் சுழற்சியில் மேற்பரப்புக் காற்றோட்டம் மட்டுமல்லாமல், மேல்மட்டங்களில் காற்று அடங்கியுள்ள உயரத்தில் நிலவும் காற்றோட்டங்களைப் பற்றிப் புதிதாகக் கண்டுபிடிக்கப்பட்டுள்ள செய்திகளுடன், வளிமண்டலத்தின், பொதுச் சுழற்சியைப் பற்றிய அறிவிலிருந்து வெப்ப தட்ப நிலையை விளக்கும் முயற்சியிலும்கூட பருவக்காற்று நன்கு அறியப்படவில்லை. பருவக் காற்றுச் சுழற்சியைப்பற்றிப் பல நிபுணர்களால் கொடுக்கப்பட்ட விளக்கங்கள் ஒன்றுக்கொன்று மிகவும் முரண்பாடாக உள்ளதால், இந்நிகழ்ச்சியைப்பற்றி முடிவான கருத்து ஒன்றும் இல்லை. பருவக் காற்றுச் சுழற்சி எளிமையானதல்ல. மேலும், பருவக் காற்றுப் பிரதேசங்களின் விவசாயப் பொருளாதாரத்திற்கு இன்றியமையாததாக உள்ள இப் பருவக் காற்றுச் சுழற்சி இதுவரை கூறப்பட்டதுபோல் வெப்ப வேறுபாடுகளால் மட்டும் ஏற்பட்டதல்ல என்பது நன்கு அறியப்பட்டுள்ளது.

கிழக்கு ஆசியப் பருவக்காற்று—சீனு, ஜப்பான் நாடுகள் (Monsoons of Eastern Asia—China & Japan)

இந்தியா மற்றும் பர்மா, சையாம், இந்தோசீனு போன்ற தென்ஆசிய நாடுகளைக் காட்டிலும், மேல் அட்சரேகைகளிலுள்ள வடசீனு, ஜப்பான் ஆகியவற்றின் இருப்பிடமே பருவ வேறுபாடுகளுக்குக் காரணமாய் உள்ளது. இருந்தபோதிலும் தரைக் காற்றின் பருவச் சுழற்சியின் அடிப்படையான தன்மை ஒன்றே.

குளிர்காலத்தில் மத்திய ஆசியாவில் நிலவும் பெரிய அதிக அழுத்தத் தொகுதி தீவிரமடைவதால், சீனுவில் அழுத்த நிலைச் சரிவு அதிகமாயுள்ளது. மலைத்தடை ஏதுவும் இல்லாததால் காற்று, ஆசியாவின் உள்நாட்டுப் பாலைவனப் பகுதிகளிலிருந்து சீனுவில் கடலை நோக்கிக் குளிர்ச்சியாயும், வறட்சியாயும் வீசுகிறது. இக்காற்று கடற்கரை வெப்பநிலையைத் தாழ்த்துகிறது. ஆகவே குளிர்காலத்தில் சீன தேசத்தில் நிலவும் நிலைமைகள், இந்தியக் கடற்கரைப் பகுதிகளிலிருப்பதைப்போல் அவ்வளவு மிதமானதாக இல்லை. இக் குளிர்ந்த, வறண்ட காற்று, கடற்பரப்புக்களைத் தாண்டிச் செல்லும்போது ஈரத்தை ஈர்த்துச் சென்று ஜப்பான் தீவுகளின் ஆசியப் பக்கத்தில், சிறப்பாக, நிலவமைப்பு சாதகமாயுள்ள ஹான்ஷு (Honshu) தீவில், கனமழைப்பொழிவை ஏற்படுத்துகின்றது. வடசீனுவிலும், மத்திய சீனப் பகுதிகளிலும், மேற்சொன்ன குளிர்காலப் பருவக் காற்று நிலைத்த தன்மையதாயும் வல்லமை மிகுந்ததாயுமுள்ளது. இவற்றின் திசை, அழுத்தத் தொகுதிகளின் நிலையைப் பொறுத்துள்ளது. இவை வடக்கு, வடமேற்கு, மேற்கு ஆகிய திசைகளிலிருந்து வீசுகின்றன. பிலிப்பைன் தீவில் (Philippine) இக்காற்று வடகிழக்கிலிருந்து வீசுவதாகத் தோன்றுகிறது.

கோடையில் ஏப்ரல் மாதத்திற்குள், மத்திய ஆசியாவில் உள்ள அதிக அழுத்தத் தொகுதி கலைந்துவிடுகிறது. ஆகவே, சீனப் பகுதியில் காற்று மாறுபடும் தன்மையதாயுள்ளது. மே மாதத்திற்குள், கண்டத்தின் உள்நாட்டுப் பகுதியில், கோடை காலத்துக் குறைந்த அழுத்தத் தொகுதி நன்கு நிறுவப்பட்டு, ஜூன், ஜூலை மாதங்களுக்குள் தீவிரமடைகிறது. இங்கு நடப்புக் காற்றுக்களின், திசை முழுவதும் திருப்பப்படுகிறது (Completely reversed). இதுவே, சீன தேசத்தின் கோடைப் பருவக் காற்றாகும். இந்துமாக் கடல், பசிபிக் மாக்கடல் ஆகிய கடற் பகுதிகளிலிருந்து வீசும் ஈரம் மிகுந்த வெப்பமான காற்று சீனா, ஜப்பான் பிரதேசங்களில், வீசுகின்றது. சீனுவில் இக்காற்று தெற்கு, தென்கிழக்கு, கிழக்குத் திசைகளிலிருந்து வீசுகின்றது. இந்தியாவின் கோடைப் பருவக் காற்றுக்கு மாறாக, சீன தேசத்துக் கோடைப் பருவக் காற்று தளர்ந்து காணப்படுகிறது. இங்குக் கோடையில் அழுத்த நிலைச்சரிவு அதிகமாக இல்லை. கோடை காலத்தில்தான் அதிகபட்ச மழைப்பொழிவும், மேக மூட்டமும் ஏற்படுகின்றன. தென்கிழக்குப் பருவக் காற்று ஜப்பான் தேசத்தின் கிழக்கு, தெற்குக் கடற்கரைப் பகுதிகளுக்குக் கன மழையைக் கொண்டு வருகின்றது.

குளிர்காலத்திலிருந்து கோடையில், காற்றுத் திசையில் ஏற்படும் திருப்பம், நன்கு புலனாகிறது. கோடைப் பருவக் காற்றைவிட, குளிர்காலத்துப் பருவக் காற்றின் திசை அதிகமாய் நிலைத்துள்ளது. இருந்தபோதிலும், இரண்டு பருவக் காலங் களிலுமே, நடப்புக் காற்றுத் திசைகள், கடந்து செல்லும் தலத்தின் சூருவளிகள், எதிர்ச் சூருவளிகள் ஆகியவற்றால் ஊடறுக்கப் படுகின்றன (Interrupted).

ஏற்கெனவே சொன்னதுபோல், மழைப் பொழிவை ஏற்படுத்து வதில் பருவக் காற்றின் வினைதிறனைப் (Effectiveness) பொறுத்து மாறுபட்ட கருத்துக்கள் வெளியிடப்பட்டுள்ளன. இம்மாறுபட்ட கருத்து உயரத்தில் நிலவும் காற்றுச் சுழற்சியைப் பற்றிக் கிடைத் துள்ள புதிய எடுகோள்களின் விளைவாக ஏற்பட்டதாகும். ஃப்ளான் என்பவர் புதிதாகச் சேகரிக்கப்பட்ட எடுகோள்களை ஆராய்ந்து பின்வரும் முடிவுகளை அறிவித்துள்ளார். கிழக்கு ஆசியப் பருவக் காற்று அதிக தீவிர மில்லாததென்றும், இதற்கு மேல் உயரத்தில் நிலவும் சுழற்சியில் காற்று மேற்குத் திசையி லிருந்து வீசுகின்றது என்றும், இவை கண்டத்திலுற்பத்தி யானவை என்றும் காட்டியுள்ளார். பருவக் காற்று தீவிரம் குறைந்து காணப்படுவதால் கிழக்கு ஆசியாவில் (சீனு, ஜப்பான், கொரியா) கோடைக்காலத்தில் ஏற்படும் கனமழைப் பொழிவானது மேல் மட்டங்களில் மேற் காற்றோட்டங்கள் (Westerly currents) குவிதலால் உண்டானதென்று கருதப்படுகிறது. ஆனல், சமீப காலத்தில் கண்டுபிடிக்கப்பட்ட செய்திகளானவை தெற்கில் நிலவும் பருவக் காற்று அதிக தீவிரத்தைக் கொண்டது என்றும், முன்பு சொல்லப்பட்ட மேற் காற்று, தென்கிழக்கு ஆசியாவின் காற்றோட்டங்களின் விலக்கப்பட்ட பகுதிகளாயிருக்கலாம் என்றும் காண்பித்துள்ளன. இவ்வாறு விலக்கப்பட்ட மேற் காற்றுனது ஈரமான காற்றோட்டமாயிருப்பதால், கண்டத்தில் தோன்றும் மேற் காற்றைக் காட்டிலும், மழைப்பொழிவுக்கு அதிகச் சாதகமா யுள்ளது என்னும் காரணத்தை யொட்டி, மேற்சொன்ன கருத்து ஒப்புக் கொள்ளக் கூடியதாயுள்ளது. கோடை மழையின் பெரு மளவு, சூருவளி அல்லது வளிமுகத்தினுல் தோன்றுவதாகக் குறிப்பிடப்பட்டுள்ளது. ஆனல், இங்கு மழைப்பொழிவை நில உருவ அமைப்புக்கள் (Orography) அதிகரிக்கச் செய்கின்றன. தென் சீனுவில், பருவக் காற்றின் தீவிரம் அதிகமாயிருக்கும்போது, குறைந்த அளவு மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறதென்னும் செய்தி யானது, இங்கு மழைப்பொழிவு பருவக் காற்றினுல் நேரடியாக உண்டாவதில்லை என்றும், சூருவளி அல்லது வளிமுகத்தின் விளைவாயிருக்கலாமென்றும் காட்டுகிறது. மேலும், இடைக்

கோடைக் காலத்தில் துருவ வளிமுகத்தின் வடக்கு நோக்கிய இயக்கத்திலேற்படும் சாதாரண நிலைமை வடசீனா, மஞ்சூரியா ஆகிய பகுதிகளுக்கு மழைப் பொழிவைக் கொடுக்கிறது. ஆனால் தென்சீனாவிலோ, மழைப் பொழிவிற்குக் காரணம், பூமத்திய ரேகை, அயனமண்டலப் பகுதிகளில் தோன்றும் காற்றுக் குவிதல் என்று கருதப்படுகிறது.

ஏற்கெனவே சொல்லியதுபோல் குளிர்காலப் பருவக் காற்று, வடசீனா, மஞ்சூரியா ஆகிய இடங்களுக்கு வறண்ட வானிலையை ஏற்படுத்துகின்றது. ஆனால் ஜப்பான் பகுதியில் மழைப்பொழிவை விளைவிக்கிறது. மேலும் தெற்கிலும், கடற்கரையை நோக்கியும் (யாங்ட்ஸிக்குத் தெற்கிலும், ஜப்பான் கடற்கரைப் பகுதியிலும்) இக்காற்று இயங்கும் பிரதேசத்தில் (குளிர்காலப் பருவக் காற்றோட்டமும், கடலின் மென்மையான வளிப்பகுதியும் சந்திக்கும் பிரதேசம்) கனமழையை விளைவிக்கும் பெரும் புயல்கள் தோன்றுகின்றன. கிழக்கு ஆசியப் பருவக் காற்று, இயங்கும் சூறாவளிகள் எதிர்ச்சூறாவளிகள் ஆகியவற்றால் தடை செய்யப்படுவதால் ஏற்றத் தாழ்வுடையதாயுள்ளது. இப்பகுதியில் நிலவும் வளிப் பகுதிகளின் இயல்பு, அவற்றின் குவிதல் ஆகியவற்றைப் பற்றி ஒன்றும் நிச்சயமாகக் கூறுவதற்கில்லை. மேற்சொன்ன கருத்து வேறுபாடுகள் உள்ளபோதிலும், கிழக்கு, தெற்கு ஆசிய பிரதேசங்களில் பருவக் காற்றுச் சுழற்சித் தன்மை, வெப்பநிலையில் பருவ மாறுபாடுகளை விளைவிப்பதிலும், கோடையில் மழைப் பொழிவை ஏற்படுத்துவதிலும் காணப்படுகிறது,

ஆசியாக் கண்டத்தின் அயனப் பகுதிகளிலேயே நன்கு தோன்றும் பருவக் காற்றுச் சுழற்சிகள் காணப்பட்டபோதிலும் இக்காற்றையொத்த காற்று உலகின் மற்றப் பகுதிகளில், மேல் அட்சரேகைகளில் புலனாகின்றது. மேற்கு ஆப்பிரிக்கா, கினி வளைகுடா (Gulf of Guinea), கிழக்கு ஆப்பிரிக்காவின் அயனப் பகுதிகள், வடஆஸ்திரேலியாவின் அயனப் பகுதிகள் ஆகிய இடங்களிலெல்லாம், கோடை மழைப் பொழிவைக் கொண்ட பருவக் காற்றுச் சுழற்சி காணப்படுகிறது. ஆனால், சமீப காலத்தில் கண்டு பிடிக்கப்பட்டுள்ள செய்திகளின்படி, மேற் சொன்ன பகுதிகளில், கோடை காலத்தில் மேற் காற்று நிலவுகிற தென்றும், அப்பகுதிகள் அதிவெப்பக் கோட்டின் (Heat equator) பெயர்ச்சியினாலும், இடைஅயனக் குவியும் பிரதேசத்தினாலும் பாதிக்கப்படுகின்றனவென்றும் புலனாகின்றன. மேலும், இப்பகுதி களின் குளிர்காலப் பருவக் காற்றானது கதிரவனின் தெற்கு நோக்கிய பெயர்ச்சியை அடுத்து, மறுபடியும் உண்டான கீழ்க்

காற்று அல்லது வியாபாரக் காற்று என்று கருதப்படுகிறது. வட அமெரிக்காவின் தெற்கு, தென்கிழக்குப் பகுதிகளில், தெளிவான பருவக்காற்றுச் சுழற்சி நிலவுவதாகத் தோன்றுகிறது. காற்றின் திசையில் திருப்பம் இருந்தபோதிலும், அது முழுவதும் காணப் படுவதில்லை. தென்மேற்கு அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளில் வெப்ப நிலையிலுண்டான குறைந்த அழுத்தம் வடக்கு நோக்கி வியா பித்துக் காணப்படுகிறது. வடஅமெரிக்காவின் கிழக்குப் பகுதியில், தெற்கிலிருந்து ஏற்படும் காற்றோட்டமானது நல்ல மழைப் பொழிவை ஏற்படுத்துகிறது. ஆனால், இத் தென் காற் றோட்டங்கள், பருவக் காற்றை யொத்திருப்பினும், இவை எதிர்ச் சூறுவளித் தோற்றத்தின் விளைவாக ஏற்பட்டதாகும். மேலும், இவை பருவக்காற்றுச் சுழற்சியின் அமைப்புக்களுடன் இணங்க வில்லை. ஆனால், வட அமெரிக்காவின் கிழக்குப் பகுதியில் குளிர் காலக் காற்றோட்டச் சுழற்சியை பருவக்காற்றுச் சுழற்சியோடு ஒப்பிட இயலும். ஏனெனில், அது எதிர்ச்சூறுவளித் தோற் றத்தைக் கொண்டுள்ளது. வடஅமெரிக்காவில் குளிர்கால நிலைமைகள் காணப்படும்போது இதன் மத்திய, கிழக்குப் பகுதிகள், குளிர்ந்த, வறட்சியான, இயங்கும் எதிர்ச் சூறுவளி களுடன் கூடிய துருவக்காற்றின் திடீர் எழுச்சிகளினுல் பாதிக்கப் படுகின்றன. அதன் பாதையில் இடையூறுகள் ஏதுமில்லாததால், அதிக தூரத்துக்கு இயங்குவதுடன். கரீபியன் கடற்கரை, மெக்ஸிகோ கடற்கரை, மத்திய அமெரிக்கா ஆகிய பகுதிகளின் வானிலையையும், வெப்பதட்ப நிலையையும் பாதிக்கின்றன. நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளில் கண்டங்களின் கிழக்குப் பகுதியில் முறையே கோடையிலும், குளிர்காலத்திலும் கரைநோக்கிய காற்றும், கடலை நோக்கி வீசும் கண்டக்காற்றும் தோன்றுவதி லிருந்து பருவக் காற்றுத் தன்மை நன்கு காணப்படுகிறது. வெப்ப நிலையில் சிறிய வேறுபாடுகளுடன் கூடிய மேற்குக் கடற்கரைகள் கடலின் பண்புகளைக் கொண்டுள்ளதால், இங்குப் பருவக் காற்றுத் தன்மையுடைய காற்று ஏற்படுவதற்குக் கூட ஏதுவாயில்லை.

காற்று மண்டல அமைப்பின் இதர வேறுபாடுகள்:

மேற்பரப்பில் அழுத்தம், காற்று ஆகியவற்றின் பொதுவான மண்டல அமைப்பானது அறையறையான அமைப்பாக மாறு பட்டதற்குக் காரணம் உயர்நிலைக் காற்றோட்டத்தின் மேல், கண்டங்களின் பரவல், நில உருவ அமைப்பு ஆகியவற்றின் விளைவாகுமென்று ஏற்கெனவே சொல்லப்பட்டது. பொதுவான காற்றுத்தொகுதிகளைத் தவிர, தரைக்காற்று வேறு சில மாறு

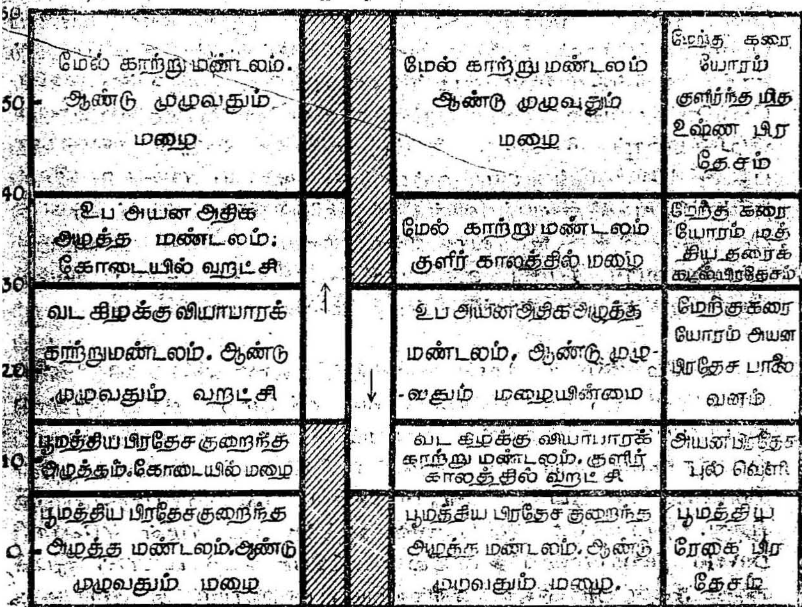
பாடுகளை அடைகின்றது. தரைக்காற்றில் வேறுபாடுகளுக்குக் காரணங்கள் வருமாறு:

(1) வெப்பநிலை மண்டலங்கள், அதையடுத்து காற்று, அழுத்தமண்டலங்கள் ஆகியவற்றின் பெயர்ச்சிக்குக் காரணமாயுள்ள பூமி அச்சின் சாய்வும், அதின் ஒரு போகுநிலையும்; (2) வெப்பநிலை, அழுத்தம் ஆகியவற்றில் வேறுபாடுகளைக் கொண்ட நீர், நிலப்பரப்புகளின் வியாபனம்; (3) பூமியின் மேற்பரப்பில் காணப்படும் மாறுபட்ட இயற்கை நில உருவ அமைப்புக்கள் (Relief Features) ஆகியவையாகும். இம்மாறுபாடுகளில் சில கோள் முழுவதும் காணப்படுகின்றன. வேறு சில, கண்டங்களை மட்டுமே பாதிக்கின்றன. சிறிய தலங்களை மட்டுமே பாதிக்கும் மாறுபாடுகளும் உண்டு. கண்ட அளவிலேற்படும் மன்ஸூன் சுழற்சியெனப்படும் பருவ மாறுபாட்டைப்பற்றிய விரிவான விளக்கங்கள் முன் பகுதிகளில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. தல வேறுபாடுகள் காரணமாக உண்டாகும் தலக்காற்றைப் பற்றிய விவரங்கள் அடுத்து வரும் இயலில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. கோள் முழுவதிலும் ஏற்படும் மாற்றங்களைப் பற்றி இங்குக் கவனிப்போம்.

காற்று மண்டலங்களின் பெயர்ச்சி, அதன் விளைவுகள் ஆகியவை பற்றி முதலில் கவனிப்போம். சூரியனது, அட்ச ரேகைப் பெயர்ச்சியை அடுத்து, அழுத்தம், காற்று மண்டலங்கள் பெயர்ச்சியடைவது பற்றி ஏற்கனவே சொல்லப்பட்டுள்ளது. இப்பெயர்ச்சியின் இயல்பு, அதன் விளைவு ஆகியவற்றைப் பற்றி இங்குப் படிப்போம். காற்றுமண்டலத்தின் வட, தென் பெயர்ச்சி மிகவும் சிக்கலாயுள்ளது. இது, பூமியின் மேற் பரப்பில் இடத்திற்கு இடம், அளவிலும், தீவிரத்திலும் மாறுபடுகிறது. சூரியனது பெயர்ச்சிக்கும், காற்று மண்டலங்களின் பெயர்ச்சிக்கு மிடையில் இரண்டு அல்லது மூன்று மாதப் பின்னிடை காணப்படுகிறது. கடற்பரப்புக்களிலும், கடற்கரையோரங்களிலும் மேற்சொன்ன பெயர்ச்சி 10°க்கு அல்லது 15°க்கு அதிகமாக ஏற்படுவதில்லை. கண்டப்பகுதிகளில், பெயர்ச்சி அதிக அளவில் ஏற்படுவதுடன், இங்குப் பின்னிடை, கடற் பரப்பிலிருப்பதைவிடக் குறைவாயுள்ளது. இதைத்தவிர, நில உருவ அமைப்பு, பருவ வெப்ப வேறுபாடுகள் ஆகியவை காரணமாக, காற்றுத் தொகுதிகளின் அட்சரேகைப் பெயர்ச்சி ஒழுங்கான முறையிலில்லாமல் சிக்கலாயுள்ளது. ஆகவே, தரைக் காற்றைப் பற்றிப் படிக்கும்போது, அதன் நிலைமைகளில் ஏற்படும் மாறுபாடுகள், காற்றியக்கத்தை யுண்டாக்கும் அழுத்த மையங்களின் தீவிரம் ஆகியவற்றைப்பற்றி அறியவேண்டியது அவசியம். அழுத்தத்திலேற்படும் வித்தி

வரசங்களே காற்றின் இயக்கத்திற்குக் காரணமாயுள்ளன. இவற்றைத் தவிர, முற்றிலும் வேறுபட்ட வளிப்பகுதிகளைப்பற்றியும் ஆராயவேண்டியிருக்கிறது.

வடக்குத் தெற்காக ஏற்படும் காற்று மண்டலப் பெயர்ச்சி மாறுபட்ட வானிலைகளைக் கொண்ட இரு காற்றுத் தொகுதிகளுக்கிடையே யுள்ள கடப்புப் பகுதியின் வானிலையையும், வெப்பதட்ப நிலையையும் பாதிக்கிறது (படம் 3—26). இடை



படம் 3-26

நிலையில் காணப்படும் இடங்கள், எதிரான பருவக்காலங்களில், ஒன்றுக்கொன்று முற்றிலும் வேறுபட்ட வானிலைகளைக் கொண்டுள்ளன. திட்டமாகக் குறிப்பிட முடியாமற் போயினும், பொதுவாக மூன்று கடப்புப் பிரதேசங்கள் இருப்பதாக அறியப்பட்டுள்ளன. 5° முதல் 15° அட்சரேகை வரையுள்ள பகுதியானது, காற்று குவியும் பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்திற்கும், உபஅயன எதிர்ச் சூறுவளிகள் விரிந்து படரும் பிரதேசத்திற்குமிடையே அமைந்துள்ளது. கோடையில் (வடகோளார்த்தத்தில்) சூரியனது பருவப் பெயர்ச்சியைப் பின்பற்றி, காற்று, அழுத்த மண்டலங்களும் பெயர்ச்சி யடையும்போது, மேற்சொன்ன பிரதேசங்கள், ஈரமான வானிலையைக் கொண்ட இடை அயனக்குவியும்

பிரதேசத்தின் பாதிப்புக்குள்ளாகின்றன. குளிர்காலத்தில் இப் பகுதிகள் வறண்டவானிலையுடன் கூடிய, எதிர்ச் சூருவளிகள் விரிந்து படரும் பிரதேசத்தின் தன்மையை அடைகின்றன. 30° முதல் 40° அட்சரேகை வரை வியாபித்துள்ள பிரதேசங்களில் (அதாவது இடை அயனப் பிரதேசங்கள்) கண்டங்களின் மேற்குப் புறத்தில் உள்ள பகுதிகள் கோடைக்காலத்தில் வறட்சி, விரிந்து படரும் காற்றேட்டங்கள் ஆகியவற்றுடன் கூடிய உபஅயன எதிர்ச் சூருவளிகளின் பாதிப்புக்குள்ளாகின்றன. இப்பகுதிகள், குளிர்காலத்தில் இயங்கும் வளிமுகங்கள், சூருவளிகள், மழைப் பொழிவைக்கொண்ட வானிலை ஆகியவற்றுடன் கூடிய மேற் காற்றுக்களின் தன்மையைக் கொண்டுள்ளன. இந் நிலைமைகள் மேற்சொல்லப்பட்ட அதே அட்சரேகைகளிலுள்ள கண்டங்களின் கிழக்கு ஓரங்களிலோ உள்நாட்டுப் பிரதேசங்களிலோ காணப் படுவதில்லை. இங்குப் பருவக்காற்று கரையை நோக்கி வீசுவ தால், (இயக்க மையங்களின் நிலைகளில்) பெயர்ச்சிகள் ஏற்படு கின்றன. இதன் விளைவாக இப்பிரதேசங்களுக்குக் கோடையில் நல்ல மழைப்பொழிவு உண்டாகிறது. ஆகவே, உபஅயனப் பகுதியிலுள்ள கண்டங்களின் கிழக்குப் பகுதிகள் எல்லாம் கோடை மழையைப் பெறுகின்றன. இச் சமயத்தில் கண்டங் களின் மேற்குப் பகுதிகளிலோ வறட்சி நிலவுகிறது. 60° 70° அட்சரேகைக்கு இடையேயுள்ள பிரதேசம் மேற்சொன்ன இரண்டு கட்டுப் பகுதிகளிலிருந்தும் மாறுபட்டுள்ளது. இந்த உபதுருவப் பிரதேசம் வருடமுழுவதும் துருவக் கீழ்க் காற்று, புயற்காற்றின் தன்மையையுடைய மேற்காற்று ஆகியவற்றினுல் பாதிக்கப்படு கிறது. இப் பிரதேசத்தில் வளிமுகத் தோற்றங்கள் (Frontal Developments) அதிக அளவில் நடைபெறுகின்றன. இப் பிரதே சத்தில், காற்று மண்டலங்களின் இயல்பான பெயர்ச்சியை மறைக் கின்றதும், பெயர்ந்து செல்கின்றதுமான குறைந்த அழுத்தங்கள் நிலவுகின்றன. இதைப் பற்றிய விவரங்கள், சூருவளிகளைப் பற்றிய செய்திகளின் கீழ் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. ஆயினும், குளிர் காலத்தில் அதிக அளவில் நிலவும் குளிர்ந்த துருவக்காற்றும், கோடையில் நிலவும் வெப்பமான மேற்காற்றும், காற்று மண்டலங் களின் பெயர்ச்சியினுல் ஏற்படும் விளைவை ஓரளவுக்குக் காட்டு கின்றன.

இயல் 4

தலக்காற்று

(Local winds)

பரந்த அழுத்தத் தொகுதிச் சரிவுகளின் பயனாக, பெரிய அளவில் ஏற்படும் பொதுச் சுழற்சி என்று அழைக்கப்படும் பல்வேறு கோள் காற்றின் இயக்கத்தைத் தவிர, தனித்த பண்புகளை உடைய பல்வேறு காற்றுகள், சில குறிப்பிட்ட இடங்களில் அவ்வப் பொழுது வீசுகின்றன. அநேகமாக உலகின் எல்லாப் பாகங்களிலுமே குறிப்பிட்ட திசையிலிருந்து, குறிப்பிட்ட வெப்பத்தையும், ஈரப்பதனையும் கொண்டு ஒரு குறிப்பிட்ட விசையுடன் வீசும் காற்று வகைகள் அநேகம் உள்ளன. இவை தலக்காற்று என்று அழைக்கப்படுகின்றன. இவை பூமியின் வளிமண்டல இயக்கத்தின் மூன்றாவது சுழற்சியாகக் (tertiary circulation) கருதப்படுகின்றன. பிராந்தியப் பெயர்களைக் கொண்ட இத் தலக்காற்று வகைகளின் பண்புகளும், பெயர்களும் எதைக் குறிப்பினும், அவை எல்லாக் காற்று வகைகளையும் போலவே, வாயு அழுத்தத்தில் உள்ள வேறுபாடுகளால் உண்டாகின்றன. தலக்காற்று வகைகளில் சில பரவலான வானிலைப் போக்குகளின் விளைவாகவும், வேறு சில அவை வீசும் பிரதேசம், தலம் ஆகிய இவற்றின் பாதிப்பினாலும் உண்டாகின்றன. தலக்காற்று வகைகள் பூமியின் சுழற்சியால் ஏற்படும் மாறுதல்களால் அதிகம் பாதிக்கப்படுவதில்லை. ஆனால் உராய்வினால் உண்டாகும் சக்தி, அழுத்தச் சரிவு சக்தி, ஆகியவற்றின் சமநிலையினால் பாதிக்கப்பட்டு ஏற்படலாம். இவை அநேகமாக சமவெப்பக் கோடுகள், சம அழுத்தக் கோடுகளுக்குச் செங்குத்தான கோணத்தில் வீசுகின்றன. இவைகளின் செங்குத்து இயக்கம் மிகக் குறைவு. தலக்காற்று வகைகள், வெப்பநிலை, அழுத்தம், காற்றின் இயக்கம் ஆகிய இவற்றிற்குள்ள நேரடியான தொடர்பை விளக்குவதற்குப் பயன்படுகின்றன. இக் காற்று வகைகள் எண்ணற்றவையா யிருந்தபோதிலும், இவற்றில் சில வானிலை இயலில் முக்கிய இடம் கொண்டுள்ளன. மேலும், தல

வானிலை, தட்ப வெப்பநிலை ஆகிய இவற்றை விளக்க இவை இன்றியமையாதனவாய் உள்ளன. ஏனெனில், இவைகளின் பாதிப்பு இவை தோன்றும் சிறிய தலங்களையே பாதிக்கின்றன.

மேலே சொல்லப்பட்ட தலக்காற்றை அவற்றினுடைய வெப்பத்தின் தன்மையைக்கொண்டு இருவகையாகப் பிரிக்கலாம். அவை முறையே வெப்பமான, குளிர்ந்த தலக்காற்றுகும். சில தலக்காற்று வெப்பமாயுள்ள பிரதேசத்திலிருந்து, அதைவிடக் குளிர்ந்த மற்றொரு பிரதேசத்திற்கு எடுத்துச் செல்லப்படுவதாலோ, உயரமான பிரதேசத்திலிருந்து காற்று கீழிறங்கும்போது, சலனத்தினால் வெப்பமடைவதாலோ வெப்பமான தலக்காற்று என்று அழைக்கப்படுகின்றது. இதுபோலவே, குளிர்ந்த தலக்காற்றும் குளிர்ச்சியான பிரதேசத்திலிருந்து, மற்றொரு பிரதேசத்திற்கு எடுத்துச் செல்லப்படுவதாலோ, மேட்டு நிலங்களிலிருந்து தாழ்வான நிலப்பரப்புகளுக்குக் குளிர்ந்த காற்று எடுத்துச் செல்லப்படுவதாலோ அந்த குளிர்ந்த காற்றோட்டங்கள் உண்டாகின்றன. இதைத் தவிர வேறு சில பிராந்திய சலனக் காற்றோட்டங்களும் உண்டு

தலக்காற்று யாவும் ஒரேமாதிரியான நிலைமைகளின் கீழ் உற்பத்தியான போதிலும், அவைகளுக்கு வெவ்வேறு இடங்களில் வெவ்வேறு பெயர்கள் வழங்கப்படுகின்றன. பொதுவாக 35° முதல் 50° வரையுள்ள அட்சரேகைப் பிரதேசத்தில் காணப்படும் அதிக அழுத்தப் பரப்புகளாகிய உபஅயன மண்டலப் பகுதிகளில் தலக்காற்று பெரிதும் காணப்படுகின்றது. இதற்குக் காரணம் இங்குப் பருவக் காலங்களுக் கேற்றவாறு பிரதேசங்கள் மிகக் குளிர்ந்தும், மிக வெப்பமடைந்தும் காணப்படுவதேயாகும். இந் நிலை, பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்திலும், துருவப் பிரதேசத்திலும் காணப்படவில்லை. இங்கு வெப்பநிலைக் கிடை வியாபனம், ஒரே தன்மையாயிருப்பதே இதற்குக் காரணமாகும்.

வெப்பக் காற்று வகைகள்

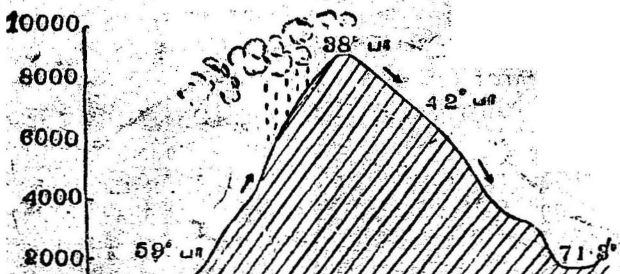
சிராக்கோ காற்று (Sirocco wind): இக் காற்றோட்டம் மத்திய தரைக் கடல் பிரதேசத்தில் காணப்படுகிறது. நடு அட்சரேகைகளில், அயன மண்டல வெப்ப வளிப் பகுதி சூறுவளியுடன் கிழக்கு நோக்கி இயங்குகிறது. இந்த வெப்பமான காற்றோட்டந்தான் மத்தியதரைக் கடல் பகுதியின் கிழக்கிலும், தெற்கிலும் சிராக்கோ காற்று என்று வழங்கப்படுகிறது. தெற்கிலிருந்து, மத்திய தரைக் கடல் தென் பகுதியை நோக்கி வீசும் காற்று, வேகமாக இயங்கும் சூறுவளியின் வளி முகப்பில் வெப்பமாகக் காணப்படுகின்றது.

இவ் வெப்பக் காற்று, சகாரா, அரேபியா பாலைவனங்களில் உற்பத்தியாகின்றது. ஆகவே, இது வறட்சியாயுள்ளது. ஏறத் தாழ இக் காற்று குளிர்ந்துள்ள மத்திய தரைக் கடலின்மீது வீசும் போது வெப்பமான காற்ருகின்றது. இது மிகவும் வறண்டிருப் பதால் தூசி நிறைந்ததாயுள்ளது. ஒரு பிரதேசத்திலிருந்து மற்ருெரு பிரதேசத்திற்குப் பெயர்ந்து செல்லும் சூருவளியின் இயக்கத்தைப் பொறுத்து இது குறுகிய காலமோ அல்லது பல நாட்களோ வீசுகின்றது. இவ் வெப்புக் காற்று மத்தியதரைக் கடலிலிருந்து ஈரத்தை ஈர்த்தபின் அதன் வடகரையில், வெப்ப மான ஈர சிராக்கோ காற்ருக வீசுகிறது. இது மலைச்சரிவுகளின் மீதேறும்போது அதிகமான மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது. இந்நிலை ஐரோப்பாவில் டால்மேசியன் கடற்கரையில் காணப்படுகிறது. கீழ் எகிப்தில் இதே விதமான காற்று "காம்சின்" (Khamsin) என்ற பெயரால் அழைக்கப்படுகிறது. இதையே ஸ்பெயின் தேசத்தின் தெற்குப் பகுதியில் "லெவிசி" (Levche) என்றும், அதன் கிழக்குக் கடற்கரைப் பகுதியில் (solans) என்றும் சொல் கிருர்கள். கானரித் தீவிலும் (canary island), மொராக்கோ (Morocco), மெடிரா (Madiera) முதலிய இடங்களிலும், சுட்டுப் பொசுக்கும் வெப்பமான தென் காற்றுக்கு லெஸ்ட்' (Leste) என்ற பெயர் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. அதிக வெப்பமும், வறட்சியு முள்ள காற்றுக்கு எடுத்துக் காட்டாகச் "சிமூம்" (Simoom) காற்றைச் சொல்லலாம். இது அரேபியா, ஆப்பிரிக்காப் பாலை வனங்களில் வீசும்போது அங்குள்ள நுண்ணிய மணற்பொடிகளை அடித்துச் செல்லுகிறது தென் ஆஸ்திரேலியாவில் காணப்படும் "ப்ரிக் பீல்டர்" (Brick fielder) என்னும் காற்று, வெப்பமானதும், வறட்சியானதுமான வடகாற்ருகும். இது வறண்ட உட்பகுதியி லிருந்து வெப்பத்தையும், புழுதியையும் கொண்டு செல்கிறது. மெக்ஸிகோ வளைகுடாவிலிருந்து, வடஅமெரிக்காவில் வடக்கு நோக்கி வீசுவது வெப்பமான ஒரு காற்ருேட்டமாகும். அது குறைந்த அழுத்தத்தின் வளிமுகத்தில் உள்ளிழுக்கப்படுகிறது. அதன் ஈரத்தன்மை அதிகமாயிருப்பதே, வெப்பத்தாக்குதலுக்குக் காரணமாயுள்ளது. கோடைக் காலமாகிய மே, ஜூன் மாதங்களில் முக்கியமாக, இந்தியாவின் கங்கைநதி வடிகால் மேற் பகுதியில் "லூ" (Loo) என்று சொல்லப்படும், சுட்டெரிக்கும் மேற் காற்று வீசுகிறது. இது பகலில் வீசுகின்றதேயன்றி இரவில் காணப் படுவதில்லை.

சலன வெப்பத்திஞல் உண்டாகும் வெப்பக் காற்றிற்கு, ஸ்விட்ஜர்லாந்து தேசத்தில் வடக்கு ஆல்ப்ஸ் மலைப்பகுதியில் வீசும் ஃபான் காற்று நல்லதோர் எடுத்துக் காட்டாகும். வட

அமெரிக்காவின் மேற்குச் சமவெளியில் வீசும் ''சினூக்'' (Chinook), தென் கலிபோர்னியாவில் வீசும் ''சாண்டாஆனு'' (Santa Ana), ஆப்ரிக்காவின் கேப் பகுதியில் வீசும் 'பெர்க்' (Berg), அர்ஜன்டைனுவில் வீசும் 'சாண்டே' (Zonda), ஜப்பானின் ''யாமோ'' (Yamo), ஜாவாவில் வீசும் ''கோயம்பேங்க்'' (Koembang), வடஅமெரிக்கச் சமவெளியில் தெற்கிலிருந்து வீசும் ''பிளாக்ரோலர்'' (Black Roler) ஆகிய காற்றோட்டங்கள் மேற்கூறிய காற்றோட்டத்தை ஒத்துள்ளன. இக் காற்றோட்டங்கள் பீடபூமியிலிருந்தோ மலைப்பிரதேசங்களிலிருந்தோ, அடுத்துள்ள சமவெளிப்பகுதிகளில் வேகமாக வீசுகின்றன. இச் சமயத்தில் காற்று கீழ்நோக்கி அழுத்தப் படுவதால், அது சலனத்தினுல் வெப்பத்தை அடைவதுடன், அதில் ஒப்பு ஈரப்பதம் குறைகிறது. ஆகவே, சமவெளியை வந்து அடையும்போது காற்றுனது வெப்பமாயும், வறட்சியாயு முள்ளது. மேற்சொன்ன காற்று, மலையுச்சிகளிலிருந்து பல ஆயிரம் அடிகளுக்கு மேல் கிளம்புகிறது என்று அண்மை ஆராய்ச்சிகளிலிருந்து புலனுகிறது.

ஃபானும், சினூக்கும் (The foehn and the chinook) : வெம்மையாகவும், வறட்சியாகவும் உள்ள ஃபான் காற்று ஸ்விஸ் ஆல்ப்ஸ் மலை பள்ளத்தாக்கில் காணப்படுகிறது. இது ஆல்ப்ஸ் மலைத் தொடர்களின் தென் புறத்திலிருந்து, வடக்கு நோக்கி வீசுகிறது. அதுமட்டும் அல்லாமல் வடக்கிலிருந்து தெற்காகப் பள்ளத்



படம் 4-1. ஃபான் காற்றின் விளைவு

தாக்கின் வழியே வீசுகிறது. வட ஐரோப்பாவின் வழியாக ஸ்விட்ஜர்லாந்திலிருந்து, பிரான்ஸ் தேசத்தின் பிரிட்டனி கடற்கரை வரையிலும் மேற்கு கிழக்காகச் சூருவளி ஒன்று இயங்குகிறது. இதன் முற்பகுதியில் மத்தியதரைக்கடல் பகுதியிலிருந்து

காற்று அடிக்கடி ஈர்க்கப்படுகிறது. ஆல்ப்ஸ் மலையின் தென் புறத்தில் அழுத்தம் அதிகமாயிருப்பதால், இங்கிருந்து காற்று வடக்கு நோக்கி வீசுகிறது. குறுக்கில் மேற்கு கிழக்காகப் படர்ந்திருக்கும் ஆல்ப்ஸ் மலைத்தொடர் இக்காற்றை மேலெழும்பச் செய்வதால், இது பனிநிலைக்கும் கீழ் குளிர்ச்சியடைகிறது. இவ் வெப்பக்குறைவு ஒவ்வொரு 300 அடி உயர்வுக்கும் 1.6° பா. வீதத்தில் ஏற்படுகிறது. காற்று மேலே செல்லும்போது, மேகங்கள் உண்டாவதால் மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது (படம் எண்—4-1). திரவமாதலின்போது வெளிவிடப்படும் உள்ளுறை வெப்பம் குளிர்ச்சி அடையும் வீதத்தை மிகவும் குறைவு படுத்து கிறது. இக்குறைவு ஒவ்வொரு 300 அடி உயர்வுக்கும் 0.8° பா. ஆக உள்ளது. மேலும் வளிமண்டலம் உறுதிச் சமநிலையி லுள்ளதால் (stable equilibrium), காற்று மலையின் மற்றொரு புறத்தில் பள்ளத்தை நோக்கிக் கீழிறங்குகிறது. இவ்வாறு கீழிறங்கும் காற்று, சலனத்தினால் வெப்பமடைகிறது. மலையின் ஒரு பக்கத்திலிருந்து கிளம்பி அதன் மறுபக்கத்தில் அதே உயரத்தின் கீழ்மட்டத்தில் வந்தடையும்போது இக்காற்றின் வறட்சியும், வெப்பமும், முன் அது கிளம்பிய இடத்திலிருந் ததைவிட அதிகமாகிறது. மேற்சொன்ன வெப்பத்திற்குக் காரணம், காற்று மேலெழும்புவதை விட மலைச்சாரலின் கீழிறங் குவது அதிவிரைவாக நடைபெறுவதாகும். ஃபான் காற்றின் வருகையானது வெப்ப நிலை ஏற்றம், ஈரப்பத விகிதத்தில் வீழ்ச்சி முதலியவற்றால் அறிவிக்கப்படுகிறது. இவ்வாறான மாறுதல்கள் சிறப்பாகக் குளிர்காலத்தில் அதிகமாகக் காணப்படுகின்றன. வெப்பம், மிக்க வறட்சி ஆகிய இப்பண்புகளோடு ஃபான் காற்று மிக்க வலிமையுடன் வீசுகிறது. மேற்சொன்ன ஃபான் காற்று ஆரம்பித்தபின் இலைகளினூடே நூதனமான ஒரு சலசலப்பு ஏற்படுகிறது. மேலும், இக்காற்றின் மணம் ஓசோன் வாயுவை ஒத்திருக்கிறது. இக்காற்று அடிக்கும்பொழுது உண்டாகும் உணர்ச்சி, புயல் காற்று அடிப்பதைப் போலுள்ளது. இதனால் உடல்நிலை பாதிக்கப்பட்டு நரம்புத் தளர்ச்சியை உண்டாக்கு கிறது. மேற்சொன்ன காற்றின் வெப்பம் காரணமாக மரங்கள், வறண்டும், கருகியும் போகின்றன. காற்று அதிவிசையுடன் வீசும்போது, சில வேளைகளில் புகைவண்டிப் பெட்டிகள்கூட தூக்கியெறியப்படுகின்றன. வடக்குப்புறத்தில் இக்காற்று வீசும் போது, அங்குள்ள பனி, வசந்தகால ஆரம்பத்திலேயே உருக ஆரம்பிக்கிறது. இதனால் உழவர்களுக்கு மிகவும் பயன் உண்டா கிறது. ஏனெனில் இக்காற்றின் வெம்மையால் கோடைக்காலத் திற்கு முன்னமேயே பழங்கள் பழுக்க ஏதுவாகிறது. இதன் உதவி யால் வசந்த காலத்தின் முற்பகுதியில் திராட்சை முதலிய பழங்

களும், கிழங்குகளும், புல்வகைகளும் பயிராகின்றன. பல்வேறு நாடுகளிலிருந்து மக்கள் பார்க்கவரும் இடமாகிய ஸ்விட்ஜர்லாந்தில் பயிர் வகைகளும், பழங்களும் முன்னதாகவே பயிரிடப்படுவது பொருளாதாரத்தைப் பொறுத்து மிகவும் இன்றியமையாததாக உள்ளது.

சில வேளைகளில் மலைகளின்மீது வீசும் ஃபான் காற்றினால், மேகங்களும், மழைப்பொழிவும் காணப்படுவதில்லை. இந்நிலையில் அப்பிரதேசத்தில் நிலவும் எதிர்ச் சூழுவளியிலிருந்து, பள்ளத் தாக்குகளை நோக்கிக் காற்று கீழிறங்கி ஏற்கெனவே அங்குள்ள காற்றை மேலே கிளப்பி அவ்விடத்தை அடைகிறது. வெம்மையையுடைய இக்காற்றானது ரைன், ரோன், இன், ஆர் நதிகளின் நெடுந்தொலைப் பள்ளத்தாக்குகளில் சிறப்பாகக் காணப்படுகிறது. இதனால் இவ்விடங்கள் வெம்மையாக உள்ளன. இக்காற்று கோடைக்காலத்தில் மிகக் குறைந்த நாட்களிலும், மற்ற பருவக் காலங்களில் அதிக நாட்களிலும் வீசுகிறது.

இந்த ஃபான் பண்புகளுடைய காற்று, ஆழ்ந்த பள்ளத் தாக்குகளை உடைய மலைத்தொடர்ச்சியாகிய ஆல்ப்ஸ் மலைப் பிரதேசத்தைத்தவிர, இமயமலைத்தொடர், ஆண்டீஸ், காக்கஸஸ் முதலிய மலைப்பிரதேசங்களிலும், உயர்ந்த பீடபூமியின் ஓரங்களிலும் காணப்படுகிறது.

சினூக் (Chinook): கொலராடோவில் மேற்கிலிருந்து கிழக்காக வீசும் சினூக் காற்று, மேற்சொன்ன ஃபான் காற்றை ஒத்துள்ளது. இராக்கி மலைகளுக்கு மேற்புறத்திலிருந்து அதன் கிழக்குப்புறத்திலுள்ள கொலராடோ, மான்டானா, வயோமிங், அல்பர்டா பிரதேசங்களில் வீசுகிறது. இராக்கி மலைகளுக்கு இருபுறங்களிலும் காணப்படும் அழுத்த வேறுபாட்டின் விளைவாக, இம்மலைக்குக் கிழக்கேயுள்ள குறைந்த அழுத்தம் கிழக்குக் கடற்கரைப்பகுதியிலிருந்து காற்றை ஈர்க்கிறது. கடலிலிருந்து வீசும் ஈரக்காற்று மலைமீது ஏறும்பொழுது, மழைப்பொழிவை ஏற்படுத்தி, பின்னர் அது மற்றொரு புறமாகக் கீழிறங்கும்போது "அடியபாடிக்" முறையில் வெம்மையடைகிறது. சினூக் காற்று வீச ஆரம்பிக்குமுன் அதன் வெப்பநிலை சுமார் 10° பா. ஆக இருந்த போதிலும், அதன் இறுதி வெப்பநிலை 50°–55° பா. ஆக மாறலாம். இக்காற்று ஃபான் காற்றைப்போல அவ்வளவு வலிமை வாய்ந்ததன்று. இது, சரிவுகளின் மீதும், பீடபூமிகளின் மீதுமுள்ள பனியை உருகச் செய்கிறது. இதனால் அவ்விடங்களில் உள்ள பனியால் மூடப்பட்ட மேய்ச்சல் நிலங்கள் பனி நீங்கி மேய்ச்சலுக்கு உதவுகின்றன. இந்

நிலங்கள் வசந்தகால முற்பகுதியில் தானிய விளைச்சலுக்கு ஏற்றனவாகவும் உள்ளன.

மலைப் பிரதேசங்களில் காணப்படும் ஃபான் காற்றுப்பண்பு களையுடைய தலக்காற்றைத்தவிர, தடைப்படாத வளிமண்ட லத்தில் அலைவடிவில் வீசும் காற்றோட்டங்களை இங்கு கவனிக்க வேண்டியது அவசியமாகும். பெரிய மலைத்தொடர்கள் இருக்கும் இடங்களிலும், மற்றும் தொடர்ந்து காணப்படும் உயர்ந்த தலங் களிலும் மேற்சொன்ன அலைவடிவிலுள்ள காற்றோட்டங்கள் காணப்படுகின்றன. காற்றடிக்கும் பக்கத்தில் மலைகள் குறுக்கே இருந்தால் மலைகளால் காற்று மேல் எழுப்பப்படுகிறது. இப்படி மேல் எழும்பும் காற்றைப்பற்றி நன்கு அறியப்பட்டிருக்கிறது. ஆனால், மலைத்தொடர்களுக்குப் பின்புறத்தில்; அதாவது காற்றுப் போக்குப் பக்கத்தில் கீழ் இறங்கும் காற்றோட்டங்களைப்பற்றி நன்கு அறியப்படவில்லை. இது சாதாரணமாகத் தோன்றினும் மிகவும் சிக்கலாக உள்ளது. காற்றுப் போக்குப் பக்கம் (Lee side of hill chain) காணப்படும் கொந்தளிப்பு மிகுந்த அலைவடிவிலுள்ள காற்றோட்டங்கள் தான் மலை அலைகள் (Mountain waves) என்று அழைக்கப்படும். காற்று மலைச்சரிவுகளின்மேல் எழும்பி, முதலில் மறுபக்கம் கீழிறங்கும் போது அதி வேகத்துடனும், கொந்தளிப் புடனும் காணப்படுகிறது. உச்சியிலிருந்து ஐந்து அல்லது பத்து மைல் தூரத்தில் மறுபடியும் மேல் எழும்புகிறது. இது பிரதம அல்லது முதன்மையான அலை (Primary wave) என்று சொல்லப் படுகிறது. பிறகு காற்று மறுபடியும் கீழிறங்குகிறது. உப அல்லது இரண்டாவது அலை (Secondary wave) என்று சொல்லப்படுகிறது. இவ்வாறு கீழிறங்கி மேலெழுப்புதல் குறைந்தது ஐந்து அல்லது ஆறு முறைகளுக்கு மேல் நடைபெறுகிறது. இவ்விதமான காற் றலைகள் உண்டாகும்போது, அலைகளின் தீவிரம் முதல் இருந் ததைக்காட்டிலும் குறைந்து கொண்டே போகிறது. மலைப் பிர தேசத்தில் காணப்படும் இக்காற்றலைகளைச் சில மலைப்பிரதேசங் களில் நன்ருகக் கவனித்துக் குறிப்பிட்டிருக்கிருர்கள். மேற் சொன்ன மலைக் காற்றலைகள் உண்டாகும்போது பலவிதமான சில் குறித்த தோற்றங்களைக் கொண்ட மேகங்கள் அநேகமாகத் தோன்றுகின்றன. காற்று வறட்சியாக இருந்தால் மேகங்கள் தோன்ரு. காற்றுப் போக்குப் பக்கத்தில் மேகங்கள் நிலவும் உயரங்கள் காற்றலைகள் அடிக்கும் உயரங்களைக் காண்பிக் கின்றன. இவ்வலைகள் அதிக உயரங்களில் காணப்படுகின்றன. காற்று வேகமாக அடிக்கும்போது அலைகளின் தீவிரம் அதிகரிக் கிறது. காற்று வேகமாகவும், தீவிரமாகவும் அடித்தால் மலை அலைகள் உண்டாகின்றன. இப்படி நடக்கும் மலைப்பகுதிகளில்

ஆகாய விமானத்தைச் செலுத்திக் கொண்டு போனால், விமானம் பல இன்னல்களுக்கு உள்ளாகும். இதனால் விமானம் ஓட்டிகள் இப்படிப்பட்ட தேற்றங்களைக் கவனித்து அவை தோன்றும் இடங்களை விட்டு ஒதுங்கிச் செல்ல வேண்டும்.

குளிர்ந்த காற்று வகைகள்

வட அமெரிக்காவின் சமவெளிப் பிரதேசங்களில் வீசும் குளிர்ந்த காற்றுக்கு "நார்தெர்" (Norther) என்று பெயர். இவை ஆர்க்டிக் பிரதேசத்தில் உற்பத்தியாவதால், அங்கிருந்து மற்ற இடங்களுக்குச் செல்லும்போது, குளிர்ச்சியையும் எடுத்துச் செல்கின்றன. வடகானடாப் பகுதியிலிருந்து, ஆர்க்டிக் குளிர்ந்த காற்றானது, தெற்கு நோக்கி மிஸ்ஸிஸிப்பிப் பள்ளத் தாக்கின் மீது வீசும் போது, இவ்விடத்தில் வெப்ப நிலையில் துரிதமான வீழ்ச்சி ஏற்படுகிறது. இக்காற்றினால் பாதிக்கப்படும் பிரதேசம், ஏற்கனவே சினூக்காற்றினாலும் பாதிக்கப்பட்டிருந்தால், மேற்சொன்ன வெப்பநிலை வீழ்ச்சி அதிக அளவில் இருக்கலாம். மலை போன்ற தடை ஏதுமில்லாததால் இந்த "நார்தெர்" காற்று தரை மீது வீசுகின்றது. பொதுவாக, இது வலிமை வாய்ந்ததல்ல. இது, நிலத்தின் மீது குளிர்ந்த காற்றைப் பரவச் செய்கின்றது. மேல் அட்ச ரேகையிலிருந்து கீழ் அட்ச ரேகைகளுக்கு வீசுவதால், இது சிறிதளவு வெம்மை அடைகிறது. ஆனாலும் இவ் வெப்ப நிலை 32° பாரன்ஹீட்டிற்குக் குறைவாகவே காணப்படுகிறது. இது, தெற்கில் வளரும் உபஅயன மண்டலப் பயிர்களுக்கு, அதிக அளவில் நாசத்தை விளைவிக்கின்றது.

இராக்கி மலைகளுக்குக் கிழக்கில் இயங்குவதும், வலிமை வாய்ந்த சூறவளியைத் தொடர்ந்து காணப்படுவதுமான பனிக் கட்டியை அடித்துக் கொண்டு வரும் குளிர்ந்த கடுங்காற்றுக்கு "ப்ளிஸ்ஸர்ட்" (Blizzard) என்று பெயர் முன்னர்க் கொடுக்கப் பட்டிருந்தது. ஆனால், எந்த வலிய காற்றுடன் பனிக்கட்டி அடித்துக் கொண்டு செல்லப்படுகிறதோ அக் காற்றிற்கு எல்லாம் ப்ளிஸ்ஸர்ட் என்ற பெயர் பின்னர் வழங்கப்பட்டது. இக்காற்று துருவ, தூந்திரப் பிரதேசங்களைப் பாதிக்கின்றது. இக்காற்று வீசும்போது, பள்ளத்தாக்குகளில் நிரம்பியுள்ள குளிர்ந்த காற்றனது கடையப்படுவதால் இது வெப்பமான காற்றோடு கலக்கிறது. இதன் விளைவாக, வெப்பநிலை மிகச்சிறிய அளவில் அதிகரிக்கலாம். இக் காற்று பனிப்பொடிகளைப் பரப்புவதால், பொருள்கள் சரியாகத் தெரிவதில்லை. இந்நிலைமை வழிப் போக்கர்களுக்கு மிகவும் அபாயகரமானதாக உள்ளது. ருஷியாவிலும்,

மத்திய "சைபீரி" யாவிலும் வீசும் குளிர்ந்த வடகிழக்குக் காற்றுக்குப் 'புரான்' (Buran) என்று பெயர். இக்காற்று மிதக்கும் பனியினால் நிறைந்திருப்பதால் அதற்கு "பர்கா" என்ற பெயர் வழங்கப்படுகிறது. இதை யொத்த ஆனால் லேசான (சற்று மென்மையான) காற்று, தென் பிரான்ஸில் "பைஸ்" (Bise) என்றும், தென் ஸ்பெயினில் "லெவென்டர்" (levendar) என்றும், மெக்ஸிகோ வளைகுடாவில் "நார்ட்" (Norte) என்றும் அழைக்கப் படுகின்றது. ஆனால் இவை பர்கா (Burga) என்ற காற்றைப் போல் அவ்வளவு குளிர்ச்சியும், வறட்சியும், வலிமையும் வாய்ந்தவை அல்ல. இவை வடக்கு அல்லது வடகிழக்கிலிருந்து வீசுகின்றன. அமேசான் பள்ளத்தாக்கில் வீசும் "ஃப்ரியஜம்" (Friagem), எகிப்திலும், சூடானிலும் வீசும் "ஹாபூப்" (Haboob), மெக்ஸிகோவில் வீசும் "பாபயாகோ" (Papayago) முதலிய காற்றுகள் மேற்சொன்ன குளிர்ந்த காற்றை ஒத்தவை. இவற்றோடு ஒப்பிட்டுப் பார்க்கையில், வறண்டும், புழுதி மிகுந்ததுமான ஹர்மத்தான் காற்று (Harmattan) மிதமானதும், ரம்மியமானதுமான வகையைச் சேர்ந்ததாகும். இந்தக் குளிர்ந்த, வறண்ட ஹர்மத்தான் காற்று, குளிர்காலத்தில், ஸகாராப் பாலைவனம் துரிதமாகக் குளிர்ச்சியடையும்போது ஏற்படுகிறது. இது 'கினி' கடற்கரையை நோக்கி வீசுவதோடு, வெப்பமாயும், ஈரமாயுமுள்ள கடற்கரைப் பிரதேசங்களில் இந் நிலையைச் சிறிது குறைக்கிறது. இங்கு, மேற்சொன்ன "ஹர்மத்தான்" காற்று வரவேற்கத்தக்கதாயுள்ளது. ஹர்மத்தான் காற்று "கினி" கடற்கரையில் வீசும்பொழுது சற்றுக் குளிர்ந்த தன்மையையுடையதாய் இருந்த போதிலும், இது மற்ற குளிர்காற்றை விட வெப்பம் அதிகமாக உடைய காற்றாக இருப்பதினால், இக் காற்றை வெப்பக் காற்றுப் பகுதியின் கீழ் சிலர் விளக்கியுள்ளார்கள்.

ரோன் கழிமுகப் பிரதேசத்து "மிஸ்ட்ரல்" (Mistral), ஏட்ரியாடிக் கடலின் தலைப் பகுதியில் நிலவும் "போரா" (Bora), கிரீஸ் தேசத்தில் நிலவும் "வார்டராக்" (Vardarac), ரோடாப் பீடபூமியிலிருந்து ஈஜியன் பிரதேசத்தை நோக்கி வீசும் "இட்டீஸியன்" (etesian) முதலிய காற்று, குளிர்ந்த காற்றின் மற்றொரு வகையாகும். குளிர்ந்த துருவக் காற்றானது, ஐரோப்பாவின் உட்பகுதியிலிருந்து, மத்தியதரைக்கடல் பிரதேசத்தை நோக்கி வீசுகிறது. சாதாரணமாகக் குளிர்காலத்தில் அழுத்த வியாபனம் சாதகமாயுள்ளது. மலைகளில் காணப்படும் இடைவெளிகளாயுள்ள ரோன், மற்றும் இதர பள்ளத்தாக்குகள், புனல் போல் இயங்குகின்றன. பனி மூடிய ஃப்ரான்ஸ் தேசத்து மத்திய பீடபூமியிலிருந்தும், ஆல்ப்ஸ் மலைப்பகுதிகளிலிருந்தும், வீசும்

குளிர்ந்த காற்ருனது, குறுகிய பள்ளத்தாக்குகளின் வழியாகக் குறைந்த அழுத்தம் நிலவும் தென் மத்தியதரைக் கடல் பிரதேசத்தை நோக்கி, மிகவும் உக்கிரமாக வீசுகிறது. இங்குச் சாதாரணமாகக் குளிர் அதிகமாக இருப்பதில்லை. இக்காற்று வீசும்போது அவ்விடம் குளிர்ச்சி யடைகிறது. இதன் விசையின் காரணமாகப் புகை வண்டிப் பெட்டிகள் தூக்கி எறியப்பட்டுள்ளன. இக் காரணத்திஞலேயே, இப் பிரதேசங்களில், வீடுகள், வடக்குப் புறச் சுவர்களில் கதவுகளோ, ஜன்னல்களோ இல்லாமல் கட்டப்படுகின்றன. மேற்சொன்ன காற்று ஒரு சில மணிநேரமோ அல்லது சில நாட்களோ நிற்காமல் தொடர்ந்து வீசுகின்றது. இக்காற்றினுலேற்படும் நாசத்தைக் குறைப்பதன் பொருட்டு, காய்கறித் தோட்டங்கள் திரைகளினுல் ஒருவாறு பாதுகாக்கப்படுகின்றன. ஆஸ்திரேலியாக் கண்டத்து "தென் பர்ஸ்டர்" (Southerly Burster). அகன்ற லாப்ளேட் கழிமுகப்பிரதேசத்தில் (La plate estuary) நிலவும் 'பாம்பெரோ' (Pampero) முதலியவை, மேற்சொன்ன காற்றை ஒத்தவையே. கிரீன்லாந்து, அன்டார்டிகா பீடபூமிகளின் ஓரங்களைச் சுற்றி மேற்சொன்ன வகைக் காற்று நன்கு தோன்றுகிறது. இக்காற்றுக்கு அலாஸ்கா (Alaska), மெகல்லன் ஜலசந்தி (Megallan strait), முதலிய இடங்களில் "வில்லிவா" (willy waw) என்ற பெயர் வழங்கப்படுகிறது. இதன் வேகம் மணிக்கு 50 முதல் 60 மைல்கள் வரை வேறுபடுகிறது.

மேலே விளக்கப்பட்ட குளிர்ந்த வெப்பமான காற்றைத் தவிர குறிப்பிட்ட சில இடங்கள் வேறுபட்ட வெம்மை நிலையோ, குளிர்ந்த நிலையோ அடைவதன் விளைவாக சில காற்று உண்டாகின்றன. இவையே, கடல்காற்று, நிலக்காற்று, மலைக்காற்று, பள்ளத்தாக்குக் காற்று என்று அழைக்கப்படுகின்றன.

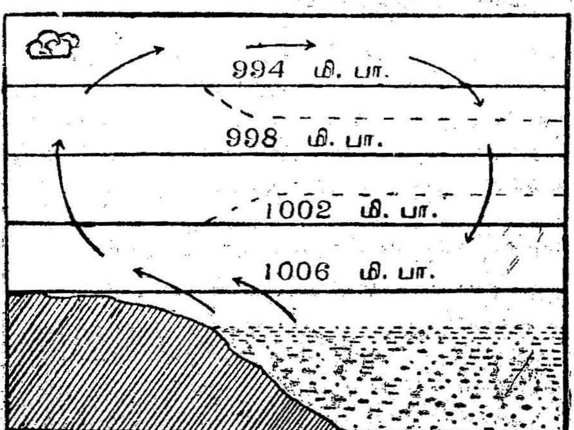
நிலக்காற்றும் கடல்காற்றும் (Land and sea breezes)

அடுத்தடுத்துள்ள இரண்டு பரப்புகளில், நீடித்த வெப்பநிலை வேற்றுமைகள் காணப்பட்டால், அங்கு வெப்பமான பிரதேசத்திலிருந்து காற்று மேலே எழும்பிக் குளிர்ந்த பிரதேசத்திற்கும், குளிர்ந்த பிரதேசத்திலிருந்து காற்று தரைமேல் வெப்பமான பகுதியை நோக்கியும் வீசுகிறது. வெப்பமான பரப்பிற்கும், குளிர்ந்த பரப்பிற்குமிடையே உள்ள தூரம் மிகக் குறைவாயிருக்கும்போது மேற்சொன்ன இயல்பான சுழற்சி நன்கு காணப்படுகிறது. இல்லாவிடில் பூமியின் இயக்கம் மேற்சொன்ன காற்றின் சுழற்சியைப் பாதிக்கும். நிலக்காற்றும், கடற்காற்றும் வெப்பச் சலனத்திஞல் ஏற்படும் சுழற்சிக்கு ஒரு சிறு எடுத்துக் காட்டாகும். பருவக்காற்று ஏற்படுவதற்கு நில நீர்ப்பரப்புகளிடையே காணப்

படும் பருவ வெப்ப நிலை வேறுபாடுகள் காரணமாயுள்ளன. இதே போல நில கடல் காற்றுகளை ஒரு நாளில் ஏற்படும் வெப்பநிலை மாறுபாடுகளை அனுசரித்து தினசரிப் பருவக்காற்று (Diurnal monsoon) என்று கூறலாம்.

வெப்பமான நாட்களில் காற்று பகல் வேளையில் கடற்கரைக்குக் குறுக்கே கடலிலிருந்து நிலத்தை நோக்கியும் இரவில் எதிர்த் திசையிலும் வீசுகின்றது. இது அதிக உயர மற்ற ஒரு காற்றுத் தொகுதியாகும். சில வேளைகளில் இத்தன்மையைக் கடற்கரைப் பகுதியில் காட்டுத்தீ உண்டாகும் பொழுது காணலாம். இங்குக் கீழ் மட்டக் காற்றை ஒத்து தீ பரவினாலும், புகையும், எரியும் துணுக்குகளும் எதிர்த்திசையில் சில நூறு அடிகள் உயரத்தில் உள்ள எதிர்க் காற்றோட்டத்தோடு இணைந்து செல்வதைப் பார்க்கலாம்.

பகல்வேளையில் கடற்கரை யோரங்கள் கதிரவன் வெப்பத்தால் எளிதில் வெப்பமடைகின்றன. அதே சமயத்தில் கடல் பரப்பு மெதுவாக வெம்மையடைகிறது. நில நீர்ப்பரப்புகள் வேறுபட்ட வீதத்தில் வெம்மையும், தண்மையும் அடைவதற்கான காரணங்



படம் 4·2 (a). கடற்காற்று

களைப் பற்றி ஏற்கெனவே விரிவாக இரண்டாம் இயலில் படித்தோம். இதன் விளைவாக நிலப்பரப்பின் மீதுள்ள காற்றானது அதிக வெம்மையை யடைவதோடு, நீர்ப்பரப்பின் மீதுள்ள காற்றைவிட இலேசாகவும் ஆகிறது. இதனால் நில நீர் பரப்பு

படுகின்றன. பெரிய ஏரிகளிலிருந்து வீசும் காற்று உயரத்தில் காணப்படுவதில்லை. அது 200 முதல் 500 மீட்டர் வரையில் தான் காணப்படுகிறது. நிலக்காற்று மேல் நோக்கி அதிக உயரங்களுக்கு வியாபிப்பதில்லை. இதனால் வெகு தூரம் இவை கிடையாக ஊடுருவிச் செல்லுவதில்லை. அயன மண்டலத்தில் இக் காற்று 50 முதல் 60 கிலோ மீட்டர் தூரம் வரையும் நடு அட்ச ரேகைகளில் 15 முதல் 50 கிலோ மீட்டர் தூரம் வரையும் உணரப் படுகிறது. கடல் காற்றானது பொதுக் காற்றோட்டத்தோடு இணைந்தால், அது நிலப் பகுதியில் நூறு மைல்களுக்கப்பாலுள்ள உள்நாட்டுப் பகுதியிலும் சில சமயங்களில் உணரப்படுகிறது. நில, கடல் காற்றின் வேகமும், அட்சரேகைக்குத் தக்கவாறு மாறு படுகிறது. அயன மண்டலத்தில் சில சமயங்களில், காற்றின் வேகம் புயலின் தீவிரத்தை அடைகிறது. இந்நிலை சாதாரணமாக வறண்ட அயன மண்டலக் கடற்கரையோரமாகக் குளிர்ந்த நீரோட்டங்கள் பாயுமிடத்தில் காணப்படுகிறது. இங்குப் பிற்பகல் வேளையில் வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் அதிகமாயிருப்பதால், தீவிரம் மிகுந்த பலத்த காற்று உண்டாகின்றது. உயர் அட்ச ரேகைகளில் காற்றின் அதிக அளவு வேகம் மணிக்கு 15 மைல் முதல் 25 மைல் வரையுள்ளது.

தனித்த கடல், நிலக்காற்று ஏற்படுவது அரிது. ஏனெனில், எப்பொழுதும் பொதுக் காற்றோட்டம் நிலவுகிறது. இருந்தாலும் நில நீர்ப்பரப்புகளின் வேறுபட்ட வெம்மையடையும் தன்மை பொதுக் காற்றோட்டத்தைப் பாதிக்கிறது. வலிமைமிகுந்த பொதுக் காற்று தீவிரமாக வீசாதபோது அதிக ஆழமற்ற இக்காற்றுத் தொகுதிகள் நேரடியாகக் கடற்கரைக்குக் குறுக்கே வீசுகின்றன. மற்ற தலக்காற்றுகளைவிட நில, கடல் காற்றுகள் அதிகப் பரவலாகக் காணப்பட்டபோதிலும், பொதுக்காற்றுத் தொகுதிகளோடு ஒப்பிடும்போது, இவை பிராந்திய அளவிலேயே உள்ளன.

கடல் காற்று, தட்ப வெப்பநிலை நிகழ்ச்சியைப் பொறுத்து, சிறப்பாக அயன மண்டல கடற்கரைப்பகுதியில் முக்கியமாக உள்ளது. அயன மண்டலக் கடற்கரைப் பகுதிகளில் இக்காற்று, நிலையாயும் தீவிரம் மிகுந்தும் காணப்படுகிறது. மேலும் இதன் முக்கியத்துவமும் அட்சரேகை அதிகரிக்க அதிகரிக்கக் குறைவு படுகிறது. கீழ் அட்சரேகைகளில், மேக மூட்டமில்லாத தூய விசும்பு, ஒரே திக்கிலிருந்து வீசும் லேசான காற்று முதலியவை நில, கடல், காற்று ஏற்படுவதற்கு ஏற்ற சாதனங்களாயுள்ளன. மேல் அட்சரேகைகளில் புயலடிக்கும் தன்மை; விசேஷமாகக் குளிர்காலத்தில் இந் நிகழ்ச்சியைத் தடை செய்கிறது. இங்கு

நில, கடல் காற்றுகள் கோடைக் காலங்களில் சில வேளைகளில் காணப்படுகின்றன.

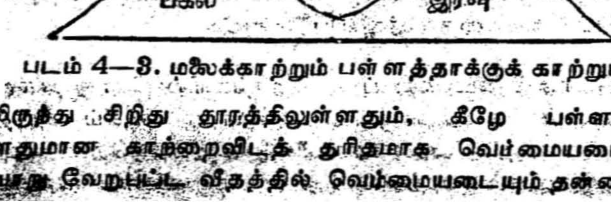
கடல்காற்றின் முக்கியத்துவம், அயன கடற்கரைப் பகுதிகளில் நன்கு காணப்படுகிறது. கடற்காற்றின் காரணமாக கடற்கரைப் பகுதிகளில், அன்றாட வெப்பநிலை வியாப்தி மட்டுமல்லாமல், ஆண்டு வியாப்தியும் குறைவாயுள்ளது. கடற்கரையோரங்களில் வாழும் மக்கள் வெம்மை மிகுந்த நிலக்காற்று, குளிர்ந்த கடல் காற்றால் நீக்கப்படுவதை மிகவும் விரும்புகிறார்கள். மேற்கு ஆப்ரிக்காவில் கினி கடற்கரைப் பகுதியில் வீசும் கடல் காற்று "மருத்துவர்" என்று அழைக்கப்படுகிறது. இங்கு இக்காற்று வீச ஆரம்பிக்கும்போது, அரைமணி நேரத்திற்குள், வெப்ப நிலையில் 15° முதல் 20° பாரன்ஹீட் வரை வீழ்ச்சி ஏற்படலாம். கடல்காற்றடிப்பதற்கு முன் அதாவது முற்பகலில், அங்கு நிலவும் வறட்சி, வெம்மையால் மக்கள் கஷ்டப்படுகிறார்கள். இக்காற்று நன்கு காணப்படும் கடற்கரைப் பகுதிகளில் அன்றாட அதிக அளவு வெப்பநிலை மிகவும் குறைவுபடுகிறது. பெரிய ஏரிகளைச் சுற்றியுள்ள பகுதிகளிலும், குளிர்ந்த தட்பவெப்பநிலை காணப்படுகிறது. எடுத்துக்காட்டாக, சிகாகோ (Chicago)வைச் சொல்லலாம்.

உயிர்களைப் பாதிக்கும் தட்பவெப்ப நிலையில் (Bioclimatology) கடற்காற்று கொண்டுள்ள பங்கு, வெப்பமான கடலோரங்களில், அதன் நிலைத்த தன்மையிலிருந்து நன்கு தெரிகிறது. இந்நிகழ்ச்சி மேற்கு ஜாவாவின் வடகடற்கரையில் ஏறக்குறைய ஆண்டு முழுவதும், அதாவது 100-க்கு 80 நாட்கள் நடைபெறுகிறது. முன் சொல்லப்பட்ட அம்சங்களினால் தீவிரமாக்கப்பட்ட கடல் காற்றுக்கு வால்பரைஸோவில் (Valparaiso) காணப்படும் காற்று நல்லதொரு எடுத்துக்காட்டாகும். கடற்கரை வறண்டும், வெப்பமாயும், குறைந்த வெப்பநிலை நிலவும் கடலால் சூழப்பட்டும் உள்ளது. இதை யொத்த நிலைமைகள் தென் ஆப்ரிக்காவின் மேற்குக் கடற்கரைப் பகுதியில் காணப்படுகின்றன. கடற்கரைக்குச் செங்குத்தாயுள்ள மலையும், பள்ளத்தாக்கும் கடல்காற்றைத் தீவிரப்படுத்துகின்றன. மலைக்காற்று, நில, கடல்காற்றைப் போலவே அன்றாடம் நிகழ்கின்றது. பள்ளத்தாக்குக் காற்று கடல் காற்றை ஈர்த்து, அதைத் தீவிரப்படுத்துகிறது.

இந்தியாவில் கடற்கரைப் பிரதேசங்களில் பொதுவாக, நில, கடல்காற்றுகள் வடகிழக்குப் பருவக்காற்று வீசும் நேரத்தில் முக்கியமாகவும், நிலைத்தும் காணப்படுகின்றன. தென் மேற்குப் பருவக்காற்று வீசும் காலத்தில், இவை நன்கு காணப்படுவதில்லை.

நிலக்காற்று, கதிரவன் மறைவிற்குப்பின் சிறிது நேரங்கழித்து ஆரம்பித்து, இரவு முழுவதும் தொடர்ந்து வீசுகிறது. காலை 9 மணிக்குப்பின் அது தளர்ந்து கிரமமாகக் குறைந்து நண்பகலில் ஒடுங்குகிறது. இதையடுத்து கடல்காற்று வீச ஆரம்பித்து மாலை ஆக ஆக அதன் தீவிரம் அதிகரிக்கிறது. இக்காற்று சில வேளைகளில் கதிரவன் மறைவிற்குப் பின்பு ஒடுங்குகிறது. இந்த அமைதியான நிலை, நிலக்காற்று வீச ஆரம்பிக்கும் வரை நீடிக்கிறது. சென்னைக் கடற்கரையில் கடல்காற்று வீசுவதைப்பற்றிக் கூறும் பொழுது திரு A. K. ராய் என்பவர், பின்வருமாறு குறிப்பிட்டுள்ளார். அஃதாவது அக்டோபர் முதல் மே மாதம் வரையில் இந்தியாவின் மேற்குக் கடற்கரையின் கீழ் மட்டங்களில் கடலை நோக்கி வீசும்பொழுது கடல் காற்று ஏற்படும் நிகழ்ச்சி நன்கு காணப்படுகிறது. பொதுவாக, ஏறக்குறைய நிலையாகக் கடல் காற்று தொடர்ந்து வீசுகிறது. இரவிலோ, விடியற்காலையிலோ ஒரு சில மணி நேரத்திற்குத்தான் அது உணரப்படுவதில்லை. நவம்பர் முதல் ஏப்ரல் வரையுள்ள காலத்தில் கடல்காற்று காலை வேளையில் ஏறக்குறையத் தொடர்ந்து வீசுகிறது. பருவக்காற்று வளரவளரக் கடல்காற்று வீசும் நேரம், பிற்பகலாகவோ, மாலை நேரமாகவோ உள்ளது. ஜூன் முதல் செப்டம்பர் வரையிலும். மே முதல் அக்டோபர் வரையிலும் ஒரே திக்கிலிருந்து காற்று நிலத்திலிருந்து கடலை நோக்கி வீசுகின்றது. பிற்பகலில் திடீரென்று உண்டாகும் கடல்காற்று வெப்பநிலையில் அதிக வீழ்ச்சியை ஏற்படுத்துகிறது. இதன் பயனாக ஒப்பு ஈரப்பத விகிதம் அதிகரிக்கிறது. இவ் வெப்பநிலைக் குறைவு, சென்னை மக்களால் மிகவும் விரும்பப்படுகிறது.

பள்ளத்தாக்குக் காற்று :—(Valley breeze) இது மலைப் பிரதேசத்தில் ஏற்படுகிறது. பகல் வேளையில், மலைச்சரிவுகளின் மீதும், பீடபூமிச் சரிவுகளின்மீதும் தங்கியுள்ள காற்றானது, சரிவு



படம் 4—3. மலைக்காற்றும் பள்ளத்தாக்குக் காற்றும்

களிலிருந்து சிறிது தூரத்திலுள்ளதும், கீழே பள்ளத்தாக்கிலுள்ளதுமான காற்றைவிடத் துரிதமாக வெம்மையடைகிறது. இவ்வாறு வேறுபட்ட வீதத்தில் வெம்மையடையும் தன்மை, ஒரு

காற்றுச் சுழற்சியை ஏற்படுத்துகிறது. இது நில, கடல் காற்றுகளை யொத்திருக்கிறது. மேற்சொன்ன சுழற்சி பகல் வேளையில், கீழேயிருந்து சரிவை நோக்கியும், சரிவின் மீதும் காணப்படும் ஒரு காற்றேட்டத்தையும், மேல் பகுதியிலிருந்து எதிர்த் திக்கில் உள்ள ஒரு காற்றேட்டத்தையும் கொண்டுள்ளது. இரவு வேளையில் இக் காற்றேட்டங்களின் திசை மாறிக் காணப்படுகிறது. காற்று வெப்பத்தின் பயனாகச் சரிவின்மீது ஏறுவது கதிரவன் தோற்றத்திற்குப்பின் ஆரம்பித்து நண்பகலில் உச்ச நிலையை அடைகிறது. கதிரவன் மறைவிற்குப்பின் அதன் திசை மாறுகிறது. வடகோளார்த்தத்தில் தெற்குப் புறச் சரிவுகளில், வெயிற்காய்வு தீவிரமாயிருப்பதால், இங்கு மேற்சொன்ன காற்று நன்கு தோன்றுகின்றது. வடபுறச் சரிவுகளில் அவை சிறிதளவு தான் காணப்படுகின்றது. வெப்பச் சலனத்தினால் ஏற்படும் காற்றின் சரிவில் காணப்படும் மேல் நோக்கிய இயக்கம் அல்லது "அனபாட்டிக் காற்றேட்டம்" (Anabatic wind) திரள் மேகங்கள் உண்டாவதற்கு ஏதுவாயுள்ளது. இவை வீசும் பிரதேசங்களில் கோடைக் காலத்தில், பிற்பகல் வேளைகளில், அன்றாடம் மழைப் பொழிவும் ஏற்படுகிறது. மாலையில் மழை நின்று, மேகங்களும் கலைகின்றன. விசும்பும் தூயதாகிறது (படம் 4—3).

3. மலைக்காற்று : (Mountain breeze) தூய விசும்பையுடைய இரவு வேளையில் மலை உச்சியிலும், பீடபூமியின் மேலும் காணப்படும் காற்றானது, கீழே பள்ளத்தாக்கிலுள்ள காற்றைவிடத் துரிதமாகத் தண்மையடைகிறது. இதன் பயனாக அது அடர்த்தியாயும், கனமாயும் இருப்பதோடு, ஈர்ப்புத் தன்மையினால் சரிவுகளின் வழியாகப் பள்ளத்தாக்கினுள் வடிகிறது. இக் கீழ்நோக்கிய இயக்கத்தால் அது வெம்மையடைகிறது. இதனால் இக் கீழ் நோக்கிய இயக்கம் ஓரளவு தடை செய்யப்பட்டு மெதுவாகவே தடைபெறுகிறது. கதிர் வீசலின்மூலம் காற்று தண்மையடைவதால் இத் தடை நீக்கப்படுகிறது. இதன் பயனாக குளிர்ந்த காற்று, பள்ளத்தாக்கில் தேங்குகிறது. ("வெப்பக்கிரம மாறுகை" என்னும் பகுதியைப் பார்க்க.) இக் கீழ் நோக்கி இயங்கும் காற்று பள்ளத்தாக்கின் வழியாகச் செலுத்தப்படுவதால் இக்காற்று சம அழுத்தக் கோடுகளை ஒட்டி வீசுவதில்லை, அநேகமாக சம அழுத்தக் கோடுகளுக்குக் குறுக்கே வீசுகிறது.

மேல் நோக்கிய பள்ளத்தாக்குக் காற்றானது (Up valley winds) பகலில் கதிரவன் மறையும் வரை வீசுகிறது. இதன் தீவிரம் குன்றியவுடன், எதிர்த் திசையில் வீசும் கீழ்நோக்கிய பள்ளத்தாக்குக் காற்று அல்லது மலைக்காற்று (down valley or mountani

breeze) வீச ஆரம்பிக்கிறது. இக்காற்று தினசரி முறையைக் கொண்டுள்ளது.

பகல் வேளையில் வெம்மையின் பயனுகக் கடல்காற்றும் பள்ளத்தாக்குக் காற்றும், இரவு வேளையில் ஏற்படும் தண்மையின் காரணமாக நிலக்காற்றும், மலைக்காற்றும் உண்டாகின்றன. புவி ஈர்ப்புக் காற்று (Gravity winds) அல்லது கீழ்நோக்கி வரும் காற்று (fall line), 'கேட்டபாட்டிக்காற்று' (Katabatic wind), என்று பல் வேறு பெயர்களால் வழங்கப்படும் காற்ருனது, பொதுவாகக் கதிர் வீசலின்மூலம் ஏற்படும் தண்மையிஞல் உண்டாகின்றது. இக் காற்று வகைகள் வாயுநிலை தூயதாயிருக்கும்போது காணப்படு கின்றன.

இயல் 5

வளிமண்டலத்தின் நீராவி

Rainfall and Precipitation

திரவமாதலும் மழைப் பொழிவும்

வானிலை, வெப்பதட்ப நிலை ஆகியவற்றின் மூலங்களில் வெப்ப நிலைக்கு அடுத்தபடியாக மழைப்பொழிவு முக்கியமானதாகும். ஜீவராசிகளின் வாழ்க்கைக்கு நீர் மிகமிக அவசியம் என்பது தெரிந்ததே. நமது உடலின் எடையில் 75 சதவிகிதம் திரவத்தாலானது. ஒருவர் ஆகாரமில்லாமல் இரண்டு மாதங்களுக்கு மேலும் உயிரோடிருக்கலாம். ஆனால், தண்ணீர் இல்லாமல் ஒரு வாரம் அல்லது பத்து நாட்கள் மட்டுமே உயிர் வாழ முடியும். நாம் உட்கொள்ளும் திடப்பொருள்களிலும் தண்ணீர் அதிக அளவு அடங்கியுள்ளது. நமக்குத் தேவையான நீர், மழைப்பொழிவின் மூலம் கிடைக்கிறது. குறுகிய காலத்திலும்கூட குறித்த காலத்தில் மழைப்பொழிவின்மை வறண்ட பிரதேசங்களில் மட்டுமல்லாமல், ஈரமான பிரதேசங்களிலும் நன்கு உணரப்படுகிறது. பூமியில் ஜீவராசிகள் வாழ்வதற்கு அதன் மேற்பரப்பில் அதிக அளவு நீர் காணப்படுவதும், வளிமண்டலத்தில் நிறைந்திருக்கும் நீராவியுமே முக்கியக் காரணங்களாகும். மழைப்பொழிவே ஓரிடத்தின் விவசாயத்தைத் (பயிர்த் தொழிலை) தீர்மானிக்கிறது. வறண்ட நிலப் பகுதிகளில் பழக்கத்திலிருந்து வரும் நீர்ப்பாசனம், தூரத்திலுள்ள இடங்களிலிருந்து மழைநீரைத் திருப்புவதேயாகும். மழைப் பொழிவின் ஒழுங்கு, வேறுபாடு, தரம், மழைப்பொழிவு ஏற்படும் நாட்களின் எண்ணிக்கை ஆகியவை தாவர வாழ்க்கையைப்பற்றி நிர்ணயிக்க இன்றியமையாதவையாக உள்ளன. மேலும், இவை மனிதனையும் மறைமுகமாகப் பாதிக்கின்றன. வளிமண்டலத்தில் நீர் ஒன்றே திட, திரவ, வாயு ஆகிய மூன்று நிலைகளிலும் காணப் படுகிறது.

<u>வளிமண்டலத்தின் நீராவி</u>: வளிமண்டலத்தில் நீராவியின் அளவில் கிடையாகவும், செங்குத்தாகவும் காணப்படும் மாறுபாடு,

அதன் ஆதாரம், முக்கியத்துவம் ஆகியவற்றைப் பற்றி முதல் இயலில் சுருக்கமாகக் கூறப்பட்டுள்ளது. வளிமண்டலக் கலவையில் வேறுபடுவதும், சொற்ப அளவில் உள்ளதுமான நீராவி, வளிமண்டலத்தின் மொத்த எடையில் 2 சதவீதமே உள்ளது. இதன்வேறுபாடு வளிமண்டலத்தின் கன அளவிற்கு மிகக் குறைந்த அளவிலிருந்து அதிக பட்சம் 4 சதவிகிதத்திற்கு மேல் போவதில்லை. இவ்வாறு வளிமண்டலத்தில் மிகச்சிறிய அளவில் கலந்துள்ள நீராவியின் இடத்திற்கு இட வேறுபாட்டால் மழைப் பொழிவு பாதிக்கப்பட்டு, பல்வேறு கால நிலைகள் நிர்ணயிக்கப் படுகின்றன. வளிமண்டலத்தில் உள்ள நீராவியின் அளவு, மனித உடல் குளிர்ச்சியடையும் விகிதத்தைப் பாதிக்கும் முக்கிய மான அம்சமாகும்.

வளிமண்டலத்திலுள்ள நீராவி அழுத்தத்தின் விளைவே மழைப்பொழிவாகும். நீர் மாற்றச் சுழற்சியில் (Hydrological Cycle) இது ஒரு படியாகும். இது வளிமண்டலத்தின் முக்கிய சக்தியாகும். இது சக்தியை ஈர்க்கவோ, வெளிப்படுத் தவோ செய்கிறது. இது இல்லாமற்போயின், வளிமண்டலச் சுழற்சி முழுமையுமே வேறு விதமாக இருந்திருக்கும். இதுவே நீர் அடர்த்தி மானிகளுக்கெல்லாம் (Hydrometer) மூல காரணமாகும். மேலும், நீராவியானது சூரியக் கதிர்களில் சிலவற்றைத் தேர்ந்து ஈர்த்து, காற்றை வெப்பமடையச் செய்ய உதவுகிறது. காற்றிலடங்கியுள்ள மற்ற வாயுக்கள் கதிரவனின் கதிர்களைத் தன்னூடே புக விடுகின்றன. நீராவியானது பூமியினின்றும் வெளிப்படுத்தப்படும் சிவப்பு நிறக் கீழ்க்கதிரை ஈர்த்து, வெப்பக் கதிர்வீசலில் பெருமளவைத் தடை செய்து, அதன்மூலம் வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப் படுகைகளில் போதுமான அளவு வெப்பத்தை நிலைநிறுத்தவும், பூமியினின்றும் அதிக அளவில் வெப்பக் குறைவு ஏற்படாதபடியும் செய்கிறது.

வானிலை முன்னறிவிப்புக்கு, நீராவியின் வியாபனத்தைப் பற்றி அறிதல் அவசியம். இதற்குமுன் நீர், ஆவியாக மாறி எவ்வாறு காற்றில் கலக்கிறது என்றும், பிறகு என்ன நேரிடுகிறது என்றும் அறிந்து கொள்ளவேண்டும். இதை ஆவியாதல் என்ற தலைப்பின் கீழ்ப் படிப்போம்

ஆவியாதலும் அதன் ஆதாரங்களும்
(Evaporation and Sources of Evaporation)

திரவமாயுள்ள நீரானது வாயு ரூபத்திலுள்ள நீராவியாக மாறும் பௌதிக முறைக்கே "ஆவியாதல்" என்று பெயர். இது தடைப்படாத நீர்ப்பரப்பிலிருந்தோ, மட்டப் பரப்பிலிருந்தோ,

அல்லது தாவரங்களின் நீராவிப்போக்கினாலோ, ஏற்படலாம். காற்றிலுள்ள நீராவியின் முக்கிய ஆதாரம் பூமியின் மேற்பரப்பில் ¾ பங்கு நிறைந்துள்ள கடற்பரப்பாகும். இம்மாதிரி ஆவியாக மாற்றப்பட்ட நீரானது காற்றினாலும், பரவல் முறைகளாலும் (Diffusion) கண்டங்களின் மீது எடுத்துச் செல்லப்படுகிறது. (இயல் ஒன்றில் குறிப்பிடப்பட்ட இதர ஆதாரங்கள் (Minor sources) வளிமண்டலத்திற்குச் சிறிது அளவில்தான் நீரைக் கொடுக்கின்றன. இந்த ஆதாரங்களிலிருந்து கிடைக்கப் பெறும் நீராவியின் அளவு குறைவாயிருந்த போதிலும், அவைகள் தத்தம் வகைகளில் முக்கியம் வாய்ந்துள்ளன. கோடையில் அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் கிழக்குப் பகுதியில், ஆவிப்போக்கு, தாவரங்களின் நீராவிப்போக்கு ஆகிய முறைகளில் வளிமண்டலத்திற்குச் சேர்க்கப்படும் நீராவியின் வீதமானது கடற்பரப்புகளிலிருந்து ஈர்க்கப்பட்ட நீரின் அளவைக்காட்டிலும் அதிகமாயுள்ளது என்று "பயர்ஸ்" (Byers) குறிப்பிட்டுள்ளார். நீர்ப்பரப்பு அல்லது ஈரமுள்ள நிலப்பரப்புடன் காற்றுக்குத் தொடர்பேற்படும்போதெல்லாம், இரண்டிற்குமிடையில் பரஸ்பர மாற்றம் (interchange) ஏற்படுகிறது. நீரில் ஓரளவு காற்றும், காற்றில் ஓரளவு நீராவியும் காணப்படுகிறது. நீரிலிருந்து காற்றில் கலக்கும் நீராவியின் அளவானது ஏற்கெனவே காற்றிலுள்ள நீராவியின் அளவைப் பொறுத்திருக்கிறது. காற்றில் அடங்கியுள்ள நீராவியினளவு குறைவாக இருந்தால், நீர்த்துளிகள் ஆவியாகி, ஆவி ரூபத்தில் காற்றோடு கலக்கின்றன. நீராவியின் அளவு அதிகமாயிருக்குமேயானால், திரவமாதல் முறையினால் ஆவித்துணுக்குகள் (Particles of vopour) நீரோடு கலக்கின்றன. சூரியசக்தியினால் நீர் ஆவியாவதினால் வளிமண்டலத்தில் நீர்த்துளிகள் எல்லாம் ஆவி ரூபத்தில் தேங்கி உள்ளன. வறண்ட காற்றைவிட நீராவி இலேசாக உள்ளது. ஆகவே, நீராவியடங்கியுள்ள காற்று வறண்ட காற்றைவிட இலேசாக உள்ளது. (ஆனால் முற்றிலும் வறண்டுள்ள காற்று இயற்கையில் காணப்படுவதில்லை.)

இந்த ஆவியாதல் போக்கு முக்கியமாக நீர்ப்பரப்புகளின்மீது விழும் வெப்பச் சக்தியை, ஓரளவுக்குக் கிரகித்துக் கொள்கிறது. நீர்ப்பரப்பும், மற்றும் வேறுபல பரப்புகளிலிருந்து ஏற்படும் ஆவியாதலின் அளவையும், அதனுடைய வீதத்தையும் தீர்மானிக்கும் அம்சங்களில், மிகவும் முக்கியமானவையாவன: (1) காற்றின் வெப்ப நிலை, (2) காற்றின் அழுத்தம், (3) காற்று வீசுவதின் வேகம், (4) காற்றில் ஏற்கெனவே அடங்கியுள்ள நீராவியின் அளவு, அதன் வெப்பநிலை முதலியன. அதிக வெப்ப நிலையும், வேகமாக வீசும் காற்றும் நீராவியாதலைத் துரிதமாக நடைபெறச்

செய்கின்றன. வெளி ஆதாரத்திலிருந்து வெப்பச் சக்தியானது (வெயிற்காய்வு) தொடர்ந்து கிடைக்கப் பெற்றால்தான், நீராவியாதலும் தொடர்ந்து நடைபெறும். அசைவற்ற காற்றில் ஏற்படும் நீராவியாதலின் வீதம், இயங்கும் காற்றில் ஏற்படுவதைவிடக் குறைவாக உள்ளது. காற்றின் அழுத்தமும் அதிகமாயிருந்து, அதிலுள்ள நீராவியின் அளவும் அது ஏற்கக்கூடிய அளவிற்குச் சரியாக இருந்தால், மேற்கொண்டு நீராவியாதல் நடைபெறாது. கீழிருக்கும் நீர்ப்பரப்பைக் காட்டிலும் மேலுள்ள காற்று குளிர்ச்சியாக இருந்தால் நீராவியாதல் நன்கு நடைபெறுகிறது. ஏனெனில், அப்பொழுது வளிமண்டலத்தின் ஆவியழுத்தமானது, வெப்பமான நீர்ப்பரப்பின் மேல் காணப்படுவதைவிடக் குறைவாயுள்ளது. தவிர, கீழுள்ள நீர்ப்பரப்புடன் தொடர்பேற்படும்போது குளிர்ச்சியான காற்று கீழிருந்து வெப்பப்படுத்தப் படுகிறது. இது உறுதியற்ற தன்மையை விளைவிப்பதால், நீராவியாதல் அதிகரிக்கிறது. இக் காரணத்தினால்தான் கடற்பரப்புக்களின்மீது நீராவியாதல் கோடையைவிடக் குளிர் காலத்தில் அதிகமாயுள்ளது. ஆனால், நிலப்பரப்பிலோ மேற்சொன்னதற்கு எதிராகக் குளிர் காலத்தைக் காட்டிலும் கோடையிலேயே நீராவியாதல் துரிதமாக நடைபெறுகிறது. சுத்த நீர்ப்பரப்பிலேற்படும் நீராவியாதல் உப்பு நீர்ப்பரப்பிலிருந்து ஏற்படும் நீராவியாதலைவிடத் துரிதமாக நடைபெறுகிறது. நீராவியாதலின் வீதத்தை அளக்க நீர்ப்பரப்பே பொதுவாக உபயோகிக்கப்படுகிறது. ஏனெனில், மற்றப் பரப்புக்கள் பலவித முடிவுகளைக் கொடுக்கின்றன. திரவ ரூபத்திலுள்ள நீர்ப்பரப்பிலிருந்து உண்டாகும் நீராவியாதலையும், தாவரங்களின் நீராவிப் போக்கையும் சேர்த்துக் குறிப்பிடுவதின் பொருட்டு தார்ன்த்வேயிட் (Thornthwaite) என்பவர் "இவாப்போ டிரான்ஸ்பிரேஷன்" (Evapotranspiration) என்னும் பதத்தை உபயோகிக்கிறார். இதை நீராவி—ஆவிப்போக்கு என்று சொல்லலாம். நீராவியாதலின் வீதத்தை அளக்கும் பலவகைக் கருவிகளைக் கொண்டு கிடைக்கப் பெற்ற எடுகோள்கள் பலவித முடிவுகளைக் குறிக்கின்றன. தவிர, நீராவியாதலைத் தீர்மானிக்கும் முறைகளே பலதரப்பட்டுள்ளவையாயுள்ளன. மேலும், நீராவியாதலின் அளவைத் தீர்மானிக்கும் பொழுது அநேக அம்சங்களைக் (அதாவது வெப்பநிலை, பகல் நேரத்தின் நீடிப்பு, வானத்தின் பண்பு, காற்று, மழை, மண், நீர்மட்டம்) கருத வேண்டியிருப்பதால் அது கடினமானதாக மட்டுமல்லாமல் சிக்கலாயும் உள்ளது. மேற்படி கிடைக்கப்பெற்ற எடுகோள்கள் இன்றியமையாதவையாயிருந்த போதிலும், அளவ எண்ணிக்கையில் மிகக் குறைவாயிருப்பதோடு நம்பகமானதாகவும் இல்லை. அவைகளைத் திருப்திகரமாக ஒப்பிடவும் முடியவில்லை. மதிப்பிடப்பட்ட எடுகோள்களின்படி உலகின்

வருடச் சராசரி மழைப் பொழிவு (39.4") ஒரு வருடத்தில் ஏற்படும் நீராவியாதலைக் (21.2") காட்டிலும் அதிகமாயுள்ளது. இவ்விரண்டு சராசரி அளவுகள் ஒன்றுக்கொன்று பொருந்த வேண்டும். இங்கு, நீராவியாதலின் அளவு மிகத் தாழ்வாகவோ மழைப் பொழிவின் அளவு மிக அதிகமாகவோ இருக்கிறது. ஆனால், கடற்பரப்புக்களில் மழைப்பொழிவின் அளவானது துல்லியமாகக் குறிக்கப்படாமல், தோராயமாகவே மதிப்பிடப்படுகிறது என்பது இவ்விடத்திற் குறிப்பிடவேண்டும். நீராவியாதல், கண்டப் பகுதிகளைவிடக் கடற்பரப்புக்களில் அதிகமாகவுள்ளது. இதற்குக் காரணம், நிலப்பரப்பின்மீது நீர்நிலை ஆதாரங்கள் மிகக்குறைவாகவோ, சில வேளைகளில் அறவே இல்லாமலோ இருப்பதேயாம். மேலும், இயன்ற தக்க (Potential evaporation) நீராவியாதலின் அளவு அதிகமாக இருந்த போதிலும் உண்மையில் ஏற்படும் நீராவியாதலின் அளவு மிகவும் குறைவாயுள்ளது. பூமத்தியப் பிரதேசத்தில் (10° வட தென் அட்ச ரேகைப் பகுதிகளில்) கடற்பரப்பிலேற்படுவதைவிட, நிலப்பரப்பில் தான் "இவாப்போ டிரான்ஸ்பிரேஷன்" (Evopotranspiration) அதிகமாயுள்ளது. ஏனெனில், இங்கு நீர் ஆதாரம் அதிக அளவில் உள்ளது. இப்பகுதிகள் அடர்த்தியான தாவரங்களால் மூடப்பட்டுள்ளன. தோராய மதிப்பீடுகளின்படி இப்பகுதிகளில் சராசரி ஒரு வருடத்தில் சுமார் 40" அளவிற்கு நீராவியாதல் ஏற்படுவதாகக் கூறப்பட்டுள்ளது. (10°-20°) வட தென் அட்ச ரேகைப் பகுதிகளுக்கிடையில், நீராவியாதல் அதிகப்பட்சமாயிருப்பதோடு (Maximum) பூமத்தியப் பிரதேசத்தில் இருப்பதைக் காட்டிலும் அதிகமாய் நடைபெறுகிறது. இப்பகுதிகளில் (10°-20°) நீராவியாதல் நிலப்பகுதிகளைவிட நீர்ப்பரப்பின்மீதுதான் அதிகம் நடைபெறுகின்றது. இதற்குக் காரணம் இங்குக் காற்று பூமத்தியப் பிரதேசத்தைக் காட்டிலும் வலிமை மிகுந்ததாயும், நிலைத்தும் தொடர்ந்தும், வறட்சியாயும் வீசுவதேயாகும். மேற்சொன்ன பகுதிகளில் கடற் பரப்புகளின் மீதேற்படும் நீராவியாதலின் அளவு அதிகமாக இருந்தபோதிலும் உண்மையில் ஏற்படும் நீராவியாதலின் அளவு தோராயமாக 40" முதல் 50" என்று மதிப்பிடப்பட்டுள்ளது. நீராவியாதல் போக்கின் அளவும் மழைப் பொழிவும் எதிர் விகிதத்தில் வேறுபடுகிறதென்றும் கருதப்படுகிறது. இருந்தபோதிலும் அநேக விலக்குகள் (exceptions) காணப்படுவதால், மேற்சொன்ன இரண்டிற்குமிடையே உள்ள தொடர்பு அதிக அளவில் பயன் தரக்கூடியதாக இல்லை. குளிர்ந்த நீரோட்டக் கடற்கரையோரங்களில் மழைப் பொழிவேற்படாவிடினும் இங்குக் காற்றில் நீராவி நிரம்பியுள்ளது. இங்கு நீராவியாதல் போக்கு மிகவும் மெதுவாக நடைபெறுகிறது. மிகு

மண்டல அட்சரேகையிலுள்ள கண்டங்களின் உட்பகுதியில் மழைப்பொழிவும் அதிகமான நீராவியாதலும் கோடைக் காலத்திலேயே ஏற்படுகின்றன. நீராவியாதல், 20° வட தென் அட்சரேகைகளிலிருந்து துருவங்கள் நோக்கிச் செல்லச் செல்ல கிரமமாக முறைப்படி குறைகிறது. இக்குறைவானது இருகோளார்த்தங்களிலுமே நிலப்பரப்பைவிடக் கடற்பரப்பின் மீதுதான் அதிகமாயுள்ளதென்றும் குறிப்பிடப்பட்டுள்ளது. அயன மண்டலப் பாலைவனங்களில் நீராவியாதலின் வருடாந்திரச் சராசரி அளவு மிக அதிகமாயுள்ளது. மேலும், வாடி ஹால்பாவுக்கும் கார்டூமுக்குமிடையேயுள்ள நைல் நதிப் பகுதியில் மேற் சொன்ன நீராவியாதலின் வருடாந்திரச் சராசரி அளவு 210 முதல் 250 அங்குலம் வரையுள்ளதாகச் சொல்லப்படுகிறது.

நீராவியில் அடங்கியுள்ள உள்ளுறை வெப்பம் (Latent heat in vapour) தண்ணீரையோ, பனிக்கட்டியையோ, நீராவியாதலின் மூலம் ஆவியாக மாற்றக்கூடும் என்று முன்பே சொல்லப்பட்டது. நீரோ, பனிக்கட்டியோ, ஆவியாக மாற்றப்படுவதற்கு வெப்ப ரூபத்தில் உள்ள சக்தி தேவைப்படுகிறது. வெப்பச் சக்தியின் அளவானது கலோரியில் கொடுக்கப்படுகிறது. ஒரு கிராம் தண்ணீரின் வெப்ப நிலையை ஒரு டிகிரி சென்டிகிரேட்டிற்கு அதிகரிப்பதற்குத் தேவையான வெப்பமே ஒரு கலோரி என்று சொல்லப்படுகிறது. ஆனால், ஒரு கிராம் பனிக்கட்டியைத் தண்ணீராக மாற்றுவதற்கு உறை வெப்ப நிலையில் 79 கலோரிகள் வெப்பச் சக்தி தேவைப்படுகிறது. அதுபோலவே 32° வெப்ப நிலையிலுள்ள ஒரு கிராம் தண்ணீரை அதே வெப்ப நிலையிலுள்ள நீராவியாக மாற்றுவதற்கு 607 கலோரிகள் வெப்பம் தேவைப்படுகிறது. (தண்ணீரையோ, பனிக்கட்டியையோ, நீராவியாக மாற்றுவதற்கு வெப்பச் சக்தி தேவைப்படுவதினால் திரவரூபத்திலுள்ள தண்ணீரைக் காட்டிலும், நீராவியில் சேமித்து வைக்கப்பட்ட சக்தி (potential energy) அதிகமாகவும், பனிக்கட்டியிலிருப்பதைக் காட்டிலும் தண்ணீரில் அதிகமாகவும் அடங்கியுள்ளது. நீராவியில் இவ்வாறு சேமித்து வைக்கப்பட்டுள்ள சக்தியே "உள்ளுறை வெப்பம்" அல்லது "மறைந்த வெப்பசக்தி" என்று அறியப்படுகிறது. இச் சக்தியில் பெருமளவு சூரிய சக்தியின் மாறுபாடேயாகும். நீராவியாதலின்போது இச் சக்தி மறைக்கப்பட்டு இறுதியில் நீராவி ரூபத்தில் ஓர் இடத்திலிருந்து மற்றோர் இடத்திற்கு எடுத்துச் செல்லப்படுகிறது. நீர் ஆவியாக மாற்றப்படுவதற்கு வெப்பம் தேவைப்படுவதுபோலவே, நீராவியானது தண்ணீராகவோ பனிக்கட்டியாகவோ மாற்றப்படும் போது, வெப்பச் சக்தி வெளியிடப்படுகிறது.

ஈரப்பதம் (Humidity) :— ஈரப்பதமென்பது வளிமண்டலத்தில் வேறுபட்ட அளவுகளிலுள்ளதாய், கண்ணுக்குத் தெரியாமலிருக்கும் நீராவியின் நெருக்கத்தைக் குறிப்பதாகும். காற்றின் ஈரத்தன்மைக்கும் இதற்கும் யாதொரு தொடர்பும் இல்லை. ஏனெனில், மற்ற எல்லா வாயுக்களையும் போல நீராவியும் ஒரு வாயுவே ஆகும். காற்று முற்றிலும் வறட்சியாக இருக்குமானால், அதாவது ஈரப்பசையே அற்று இருக்குமானால், அக்காற்றின் ஈரப்பதம் பூச்சியமென்று சொல்லப்படுகிறது. ஆனால், இந்நிலை இயற்கையில் ஏற்படுவதரிது. நீர், ஆவிரூபத்தில் வளிமண்டலத்தை அடைந்ததும், அது பரவல் மூலமாகவோ, சலனத்தின் மூலமாகவோ, காற்றோட்டத்தின் மூலமாகவோ வளிமண்டலத்தில் பரவுகின்றது. ஆகவே, வளிமண்டலத்தில் இருக்கும் நீராவியின் அளவு இடத்திற்கு இடமும், காலத்திற்குக் காலமும், பருவத்திற்குப் பருவமும் வேறுபட்டுக் கொண்டே இருக்கிறது. ஒரு குறிப்பிட்ட கன அளவுள்ள காற்றில் இருக்கக்கூடிய நீராவியின் அளவானது அந்தச் சமயத்தில் காற்றின் வெப்பநிலையைப் பொறுத்துள்ளது. ஒரு கன அடி காற்றில் இருக்கக் கூடிய நீராவியின் அளவு, அக் காற்றின் வெப்பநிலையைப் பொறுத்து வரையறுக்கப்பட்ட எல்லைக்குட்பட்டதாகும். அதாவது ஒரு குறிப்பிட்ட வெப்ப நிலையிலுள்ளபோது, அக்காற்று அந்த வெப்ப நிலையில் ஏற்றுக்கொள்ளக்கூடிய அதிக அளவு நீராவியைக் கொண்டிருந்தால், அக்காற்று, நீராவியால் நிரம்பியுள்ளது அல்லது பூரித நிலையை அடைந்துள்ளது என்று சொல்லப்படுகிறது. ஆவியாதல் மூலம் அதிகப்படியான நீராவி குறிப்பிட்ட கன அளவுக் காற்றில் திணிக்கப்பட்டால், வரையறுக்கப்பட்ட எல்லைக்கு மீறிய நீராவி, திரவமாகவோ திடப்பொருளாகவோ மாற்றப்படுகிறது. காற்றின் அழுத்தம் திரவமாதலை எவ்விதத்திலும் பாதிப்பதில்லை என்பது கவனிக்கப்படவேண்டியது. பூரிதக் காற்று என்று சொல்வதைவிட பூரித வாயு என்று சொல்வது உசிதமாகும். காற்றில் பூரித நிலையில் உள்ள நீராவியின் அளவு, ஏற்கெனவே சொல்லப்பட்டதுபோல், காற்றின் வெப்ப நிலையினால் கட்டுப்படுத்தப் படுகிறது. காற்றின் வெப்பநிலையை உயர்த்தினாலோ, தாழ்த்தினாலோ, நீராவியின் கொள்ளளவு அதிகரிக்கவோ, குறையவோ செய்கிறது. காற்றில் நீராவியின் அளவு தாழ்ந்த வெப்பநிலைகளைவிட, அதிக வெப்ப நிலைகளுக்கேற்றவாறு நேர்விகிதத்தில் அதிகரிக்கிறது. அதாவது காற்றின் வெப்பநிலை அதிகரிப்புக்கேற்றவாறு நீராவியை ஏற்றுக்கொள்ளும் திறன் கிரமமாக அதிகரிப்பதில்லை. கீழ்க்காணும் அட்டவணையில் வெவ்வேறு வெப்பநிலைகளில் பூரித நிலையிலுள்ள ஒரு கன அடிக்

அழுத்தமானது (elastic force or pressure) வளி மண்டலத்தி லடங்கியுள்ள உண்மையான ஈரப்பதத்தை (Absolute Humidity) அறிந்து கொள்ளும் அளவையாகும். சார்பற்ற ஈரப்பதம் பாத ரஸத்தின் உயரத்தை அங்குலங்களிலோ, மில்லிமீட்டரிலோ, மீட்டரிலோ கணக்கிடப்பட்டு மில்லி பார்களில் குறிக்கப்படுகிறது.

ஈரப்பதத்தின் பரவல் : (Distribution of Humidity) :— வானிலை நிலைமைகளை முன்னறிவிப்பதற்கும் மற்றும் அட்டவணையில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளதுபோல் சார்பற்ற ஈரப்பதச் செய்முறைப் பயிற்சிகளிலும் (practical applications) நீராவி அழுத்தமும், பனிநிலை எடுகோள்களும் உபயோகப் படுத்தப் படுகின்றன. ஒப்பீரப்பதனும் அதில் ஏற்படும் மாறுபாடுகளும் மானிட சுகத்தையும், தேக ஆரோக்கியத்தையும், சக்தியையும் பாதிக்கின்றன. இந்த ஒப்பீரப்பதன் பொருளாதார வகையிலும் இன்றியமையாததாயுள்ளது. எடுத்துக்காட்டாக, அழியும் பொருள்களாகிய பழங்கள், முட்டைகள், மற்றும் இதர பொருள்களைக் குளிர்ச்சியான நிலைமைகளின் கீழ்க் கெடாமல் சேமித்து வைப்பதற்குச் சரியான ஒப்பீரப்பதனைப் பேணுதல் அவசியமாகிறது. வெயிலில் காயவைக்கப்பட்ட பழங்கள் வறண்ட நிலைமைகளின் கீழ் சேமித்து வைக்கப்படுகின்றன. நூல் (முக்கியமாகப் பட்டு) நூற்பது ஈரப்பதம் அதிகமாக உள்ள இடங்களில் மிகவும் நன்கு நடைபெறுகிறது. காற்றில் காணப்படும் ஈரப்பதத்தின் அளவிலேற்படும் வேறுபாடு, ஈரத்தின் ஆதாரங்களையும், வெப்பநிலையையும், மற்றும் இதர நிலைமைகளையும் பொறுத்துள்ளது என்று ஏற்கெனவே கூறப்பட்டுள்ளது. இவ்வீரப்பதனது அட்சரேகைக் கேற்றவாறும், உயரத்திற்கேற்றவாறும் மாறுபடுகிறது. வெப்பநிலை, அழுத்தம், மற்றும் வானிலைத் தொடர்புள்ள இதர மூலங்களைப் போலவே ஈரப்பதனிலும் தினசரி பருவ மாறுபாடுகள் இருப்பதாகத் தெரிகிறது.

பூமியின் மேற்பரப்பே ஈரத்திற்கு ஆதாரமாக இருப்பதால், மேலே செல்லச் செல்லக் காற்றில் சார்பற்ற ஈரப்பதம் குறையும் என்பதே இயற்கையாக எதிர்பார்க்கக்கூடிய நிலையாகும். தவிர, காற்று ஏற்கக்கூடிய ஈரப்பதம் காற்றின் வெப்பநிலையைப் பொறுத்துக் குறைகிறது. உயரத்திற்கேற்ப நீராவியழுத்தத்தில் ஏற்படும் குறையும் வீதத்தைத் திட்டமாக எடுத்துக்காட்ட இயலாதெனினும், மேலே செல்லச் செல்லத் தடைப்படாத வளி மண்டலத்தில் நீராவியழுத்தக் குறைவு வெகு விரைவில் நிகழ்கிற தென்பது திண்ணம். வளிமண்டலத்திலுள்ள நீராவியில் பாதிக்குமேல், 6,500 அடி உயரத்திற்கும் கீழேயே உள்ள

தென்றும், சுமார் 4,000 அடி உயரத்தில் காற்றிலடங்கியுள்ள நீராவியின் அளவு, கடல் மட்டத்தில் சராசரியாகக் காற்றிலடங்கியுள்ள நீராவியளவில் பத்தில் ஒரு பாகமேயாகுமென்றும் கண்டுபிடிக்கப்பட்டுள்ளது. உயரே செல்லச் செல்லக் காற்றின் ஈரப்பதத்தை அளப்பது மிகவும் கடினமாயுள்ளது. தற்காலத்தில் பனிநிலை, ஈரமானி ஆகிய சாதனங்களின் உதவியைக்கொண்டு, வளிமண்டலத்தில் அதிக உயரங்களிலும் காற்றின் ஈரப்பதத்தை அளக்க முடிகிறது. ட்ரோபோஸ்ஃபியரில் நீராவியின் பரவல் மிகவும் சிக்கலாக உள்ளது. இதற்குக் காரணம் வளிமண்டலத்தில் நடைபெறும் சிக்கலான சலனத்தினால் ஏற்படும் இயக்கங்களாகும். காற்றிலடங்கியுள்ள நீராவியின் உண்மையான அளவில் ஏற்படும் மாறுபாடுகளானவை உயரங்களுக்கேற்ப குறிப்பிட்ட நியதியில்லாமல் ஒழுங்கீனமாக உள்ளன.

வளிமண்டலத்தில் பொதுவாக 25 கிலோ மீட்டர் உயரத்தில் அரிதாகக் காணப்படுவதும், மழையைக் கொடுப்பதுமான முத்து மேகங்களின் தோற்றமானது, இந்த உயரங்களில் காற்று சில வேளைகளில் பூரித நிலையிலிருக்கலாம் என்பதைச் சுட்டிக் காட்டுகிறது. வாயுமண்டலத்தில் 12-13 கிலோ மீட்டர் உயரங்களில் காற்றிலடங்கியுள்ள ஈரத்தைப் பற்றிய அளவுகள் பெருவாரியாகச் சில இடங்களுக்கு மட்டுமே கிடைத்துள்ளன. நீராவியழுத்தம் அல்லது சுய ஈரப்பதன் என்று சொல்லப்படுகின்ற காற்றிலடங்கியுள்ள நீராவியின் கிடைப் பரவலானது பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்தில் மிக அதிகமாகவும், துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்லக் குறைந்தும் காணப்படுகிறது. இந்நிலை எதிர்பார்க்கக் கூடியதேயாகும். மேலும், மேற் கூறப்பட்ட கிடைப்பரவலானது, காற்று எந்த அளவில் நீராவியை ஏற்கக்கூடுமென்பதை நிர்ணயிக்கும் வெப்ப நிலையின் பரவலுக்கேற்றபடி அமைந்துள்ளது. காற்றில் நீராவியின் அளவைக் கட்டுப்படுத்துகின்ற இதர அம்சங்களின் காரணமாக மேற்கூறிய பொதுவான மண்டலப்பரவல் அவ்வாறின்றி மாறுபட்டுள்ளது. கடல்களிலிருந்து அதிக தூரத்தில் அமைந்திருத்தல், மேற்பரப்பில் தாவரங்களின் இன்மை ஆகியவை போன்ற காரணங்கள் காற்றில் நீராவியின் கிடைப்பரவலைப் பெரிதும் பாதிக்கின்றன. ஒரே அட்சரேகையில் கடலினின்றும் வெகுதூரத்தில் அமைந்துள்ள இடங்களிலும், பாலைவனப் பிரதேசங்களிலும் காற்றின் சுய ஈரப்பதமானது அதே அட்சரேகையில் கடற்கரைப் பிரதேசங்களில் உள்ள ஈரப்பதத்தைக் காட்டிலும் மிகக் குறைவாக உள்ளது. இந்நிலை பூமத்தியப் பிரதேசத்திலிருந்து மேலெழும்பித் துருவத்தை நோக்கிக் கீழிறங்கும் சுய

ஈரப்பதத்தின் கிடைப் பரவலைக் காட்டும் கோட்டில் சமச்சீர் வளைவு நிலையை மாறுபடுத்துகிறது. பாலைவனத்தில் காற்றின் சார்பற்ற ஈரப்பதனானது குறைவாக இல்லையென்பதை இவ் விடத்தில் சுட்டிக் காட்டலாம். குளிர்ந்த காற்றைக்காட்டிலும் வறண்ட காற்றுக்கு ஈரத்தை அதிக அளவில் ஈர்த்து ஏற்றக்கூடிய தன்மை இருக்கும் காரணத்தால், மேல் அட்சரேகைகளில் அமைந்துள்ள கடற்பிரதேசங்களிலுள்ள குளிர்ந்த காற்றைக் காட்டிலும் அயனமண்டலப் பாலைவனத்தில் நிலவும் வெப்பமான காற்று அதிக ஈரமாயுள்ளது. ஆகவே வெப்பநிலை குறைவாய்க் காணப்படும் மேல் அட்சரேகைகளிலேயே குறைந்தபட்ச சுய ஈரப்பதன் காணப்படுகிறது.

ஈரப்பத விகிதத்தில் ஏற்படும் அன்றாட மாறுபாட்டைக் கருதும்போது வெப்பநிலையின் ஏற்றத்தாழ்வுடன், வளிமண்டலத்தின் நீராவியின் அளவு அதிகரிப்பதும், குறைவதும் தெரிய வரும். குளிர்காலத்தில் அன்றாட வெப்பநிலை வளைவு கோட்டை யொத்துள்ள அன்றாடச் சுய ஈரப்பத வளைவு கோட்டில் ஓர் அதிக பட்ச நிலையும் ஒரு குறைந்தபட்ச நிலையும் காணப்படுகின்றன. சூரிய உதயத்தின்போது காற்றின் ஈரப்பதனானது குறைந்த பட்ச மாயும், வெயில் ஏற ஏற அதிகரித்துக்கொண்டே போய் நண்பகல் நேரத்திற்குப் (2 அல்லது 3 மணிக்கு) பிறகு அதிகபட்ச நிலையை அடைகிறது. கோடை காலத்தில் நிலநீர்ப்பகுதிகளில் நீராவி அழுத்தத்தில் அன்றாட மாறுபாடு வித்தியாசமாக உள்ளது. உள்நாட்டுப் பகுதிகளில், இரண்டு அதிகபட்ச நிலையும், இரண்டு குறைந்தபட்ச நிலையும் ஏற்படுகின்றன. அதாவது, சூரிய உதயத்தின்போது நீராவி அழுத்தம் குறைந்தபட்சமாயுள்ளது. பின்பு வெப்பநிலையோடு இதுவும் அதிகரித்து முற்பகலில் அதிக பட்ச நிலையை அடைந்து, மறுபடியும் சிறிது சிறிதாகக் குறைந்து, வெப்பநிலை அதிகபட்சமாயுள்ள பிற்பகல் நேரத்தில் குறைந்த பட்ச நிலையை அடைகிறது. இதற்குப் பிறகு மறுபடியும், நீராவி யழுத்தம் அதிகரித்து இரண்டாம் அதிகபட்ச நிலையை, மாலை வெகுநேரம் சென்ற பிறகு அடைகிறது. இதுபோன்ற இரட்டிப்பு அலைவானது (Double oscillation) கடற்பகுதிகளிலோ, கடற் கரைப் பிரதேசங்களிலோ காணப்படுவதில்லை. கோடை காலத் தில் இவ் வேறுபாடுகளின் வீச்சு குளிர்காலத்தில் இருப்பது போன்று இரட்டிப்பு மடங்காகும்.

மேற்பரப்புக் காற்றில் நீராவியின் அளவில் ஏற்படும் அன்றாட மாறுபாட்டிற்குக் காரணம் (1) நீராவிப் போக்கு, (2) வெப்பச் சலனம், காற்றின் வேகம் ஆகியவற்றால் வளிமண்டலத்தில் பெரு மளவில் ஏற்படும் குழப்பமான வாயு மாற்றம் ஆகியவையாகும்.

வெப்பநிலை அதிகரிக்கும்போது நீராவிப்போக்கு அதிகரிக்கிறது. இதையடுத்து காற்றில் அடங்கியுள்ள நீராவியின் அளவும் அதிகரிக்கிறது. பகல் நேரத்தில் அதிக அளவில் ஏற்படும் கொந்தளிக்கும் வாயுமாற்றத்தின் காரணமாக நீராவியானது அதிக உயரங்களுக்கு எடுத்துச் செல்லப்படுகிறது. இதன் விளைவாகப் பகல் நேரத்தில் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கருகில் நீராவியின் அளவு குறைகிறது. இரவு நேரத்திலோவெனில் வெப்பச் சலனம், காற்று இயங்கும் வேகம் ஆகியவை குறைவாக இருப்பதால் மேற்பரப்புக் காற்றில் நீராவியின் அளவு அதிகமாயுள்ளது. இரவு நேரத்தில் நீராவிப் போக்கு முழுவதும் நின்றுவிடுகின்றமையால், வளிமண்டலத்தினின்றும் பனிப்படிவின் மூலம் காற்றின் ஈரப்பத விகிதம் குறைக்கப்படுகிறது. பகல் நேரத்தில் கடல் பரப்புகள் எளிதில் வெப்பமடைவதில்லை. ஆகையால், அவை இரவு நேரத்தில் இருப்பதைக் காட்டிலும் பகல் நேரத்தில் அதிக உறுதித் தன்மையிலுள்ளன. அதாவது இவற்றில் சலனத்திற்கிடமில்லை. கோடைக் காலத்தில் பகல் நேரங்களில் உள்நாட்டுப் பகுதிகளில் விரைவான சலனத்தின் காரணமாகப் பெருமளவில் குழப்பமான வாயுமாற்றம் ஏற்படுகிறது. இக்காரணத்தினாலேயேதான் மேற்பரப்பிற்கருகில் நீராவிப் போக்கின்மூலம் கிடைக்கப்பெறும் நீரின் அளவானது நடுப்பகல் சமயத்தில் சலனத்தின் காரணமாக மேல் நோக்கி அதிக உயரங்களுக்கு எடுத்துச் செல்லப்படும் நீராவியின் அளவைக் காட்டிலும் குறைவாயுள்ளது. இதன் விளைவாகத்தான் பிற்பகலின் பின்பகுதியில் நீராவி அழுத்தத்தில் இரண்டாவது குறைந்தபட்சநிலை ஏற்படுகிறது. இதற்குப்பின் சலனம் குறைந்துவிடுவதால் கொந்தளிப்பின் மூலம் நீராவி எடுத்துச் செல்லப்படுவதும் குறைவுபடுகிறது. இச்சமயத்தில் நீராவிப் போக்கின் சக்தி வலுத்துக் காணப்படுகிறது. இந்த நேரத்தில் மேற்பரப்பிற்கு நீராவிப் போக்கின்மூலம் சேர்க்கப்படும் நீராவியானது அதிக உயரங்களுக்கு எடுத்துச் செல்லப்படும் நீராவியின் அளவைக் காட்டிலும் அதிகமாயுள்ளது. ஆகவே, நீராவியின் அளவு அதிகரித்துப் பின் மாலையில் சீக்கிரமாகவே நீராவி அழுத்தமானது இரண்டாவது அதிகபட்ச நிலையை அடைகிறது. கடற்பகுதிகளுக்குக் கடலினின்றும், நீர், ஆவி ரூபத்தில் கிடைப்பதால், இங்குப் பிற்பகலில் நிலப்பகுதிகளில் காணப்படுவதுபோல் இரண்டாவது குறைந்தபட்ச வாயு அழுத்தநிலை ஏற்படுவதில்லை. பாலைவனங்களிலும், புல்வெளிகளிலும் நீராவிப்போக்கு ஏற்படுவதற்கான தண்ணீரின் அளவு குறைவாயிருப்பதாலும், சலனம் அதிகமாயிருப்பதாலும், பிற்பகலில் ஏற்படும் குறைந்தபட்ச நீராவி அழுத்தநிலை மேலோங்கியும், முற்பகலில் விளையும் குறைந்தபட்ச நிலை அறவே தோன்றாமலும் உள்ளன.

பெரும்பாலான பகுதிகளில் வருடாந்திர நீராவி அழுத்த வேறுபாடுகள் வருடாந்திர வெப்பநிலை வேறுபாடுகளை ஒத்துள்ளன. கோடைகாலத்தில் வெப்பநிலை அதிகமாயிருக்கும் போது, நீராவியின் அளவானது அதிகபட்சமாயுள்ளது. வெப்பநிலை அதிகமாயிருப்பதால் நீராவிப்போக்கு துரிதப்படுத்தப்படுகிறது. இதனால் தாவர வளர்ச்சியும் அதிகமாகக் காணப்படுகிறது. குளிர்காலத்தில் நீராவிப்போக்கு குறைவாயிருப்பதால், காற்றில், நீராவியின் அளவானது குறைந்தபட்சமாயுள்ளது. வருடாந்திர வெப்பநிலை வியாப்தி குறைவாயிருக்கும் அயன மண்டலப் பகுதிகளில் நீராவியின் அளவில் அதிகபட்சநிலை, அதிக மழை ஏற்படும் காலத்துடன் பொருந்தியுள்ளதேயன்றி, அதிக வெப்பநிலை நிலவும் காலத்துடன் அல்ல.

இந்திய உபகண்டத்தைக் கருதும்போது, காற்றிலுள்ள நீராவியானது, சராசரியில் இந்தியாவின் வடமேற்குப்பகுதியில் குறைந்ததாயும், கடலை நோக்கிச் செல்லும்போது எல்லாத் திசைகளிலும் நீராவியின் அளவு அதிகரித்தும் காணப்படுகிறது. வெப்பமான வானிலை நிலவும் சமயத்தில் நீராவியின் குறைந்த அளவு தேசத்தின் மத்திய பாகத்தில் காணப்படுகிறது. ஆனால், பருவக்காற்றுக் காலத்திலோ, தீபகற்ப இந்தியாவில் மேற்குத் தொடர்ச்சி மலைகளின் அருகிலுள்ள கிழக்குப் பகுதியின் நிலப்பரப்பில் நீராவி குறைந்த அளவில் உள்ளது. டிசம்பர், ஜனவரி மாதங்களில் இந்தியா முழுவதிலும் தரைக்காற்று வீசும்பொழுது, காற்றில் நீராவியின் அளவு குறைந்ததாயுள்ளது. மார்ச் மாதம் முதல் மே மாதம் வரையுள்ள காலத்தில் கடல் காற்று வீச ஆரம்பித்ததும் நீராவியின் அளவு கடற்கரைப் பகுதிகளில் ஒரே சீராகவும் விரைவாயும் அதிகரிக்கிறது. உள்நாட்டுப் பகுதிகளில் நீராவியின் அளவில் ஏற்படும் அதிகரிப்பானது சிறிது தாமதித்தே ஏற்படுகிறது. அதாவது கடலினின்றும் வீசும் ஈரம் மிகுந்த பருவக்காற்று நிலவ ஆரம்பித்தபின், உள்நாட்டுப் பகுதிகளில் சார்பற்ற ஈரப்பத விகிதம் துரிதமாக அதிகரிக்கிறது. இதன் காரணமாக நீராவி அழுத்தத்தில் ஜூலை, ஆகஸ்டு மாதங்களில் மற்றைய மாதங்களைக் காட்டிலும் மிகக் குறைந்த அளவில் வேறுபாடு காணப்படுகிறது. இருந்தாலும், நீராவி அழுத்தத்தில் அன்றாடம் ஏற்படும் மாறுபாடு குறைவாகும். மேற் சொன்னவற்றிலிருந்து இந்தியாவில் நீராவியின் பரவலைத் தீர்மானிக்கும் முக்கியமான அம்சங்கள் (1) உள்நாட்டுப் பிரதேசங்களுக்கும் கடலுக்குமிடையேயுள்ள தூரம், (2) நிலவும் காற்றுத் தன்மை இவைகளைப் பொறுத்துள்ளது என்று தெரிகிறது.

ஒப்பீரப்பதன்

(Relative Humidity)

ஈரப்பதத்தைப்பற்றியுள்ள எல்லாக் கருத்துக்களிலும், மிகவும் எளியது ஒப்பீரப்பதனைப்பற்றிய கருத்தாகும். பல காரணங்களை முன்னிட்டு, இது மிகவும் உபயோகமுள்ள குறியீடாக உள்ளது. மேலும், உண்மையான ஈரப்பதனைக் காட்டிலும் ஒப்பீரப்பதன் அதிகக் குறைபாடுகளை உடைத்தாயிருப்பினும் பொதுவாக வானிலை மூலங்களுள் ஒன்றாகக் கருதப்படுகிறது. குறிப்பிட்ட வெப்பநிலையில் குறிப்பிட்ட கன அளவுள்ள காற்றில் அடங்கியுள்ள நீராவியின் உண்மையான அளவுக்கும் அதே வெப்ப நிலையில் அதே கன அளவுள்ள காற்று ஏற்கக்கூடிய நீராவியின் அளவிற்குமுள்ள விகிதமே ஒப்பு ஈரப்பதன் என்று சொல்லப்படுகிறது. முதலில் சொல்லப்பட்ட நீராவியின் அளவு, சார்பற்ற ஈரப்பதத்தையும், பின் சொல்லப்பட்ட நீராவியின் இயன்ற அளவு என்பது பூரித நிலையில் இருக்கக்கூடிய நீராவியையும் குறிப்பதாகும். இந்த விகிதம் சதவிகிதத்தில் குறிப்பிடப்படுகிறது. முழுவதும் வறண்ட காற்றின் ஒப்பீரப்பதன் 0% (பூச்சியம்) ஆகும். ஆனால், இந்நிலை இயற்கையில் காணப்படுவதரிது. ஏனெனில், வறட்சி மிகுந்த பாலைவனக் காற்றிலும் கூட ஓரளவு ஈரம் காணப்படுகிறது. பூரித நிலையிலுள்ள காற்றின் ஒப்பீரப்பதன் 100% ஆகும். மிகப் பூரித அல்லது அதிபூரித நிலையிலுள்ள காற்றின் ஒப்பீரப்பதன் 100 சதவிகிதத்திற்கும் அதிகமாயிருக்கும். ஆனால், இந்நிலை அதிக நேரம் நீடிப்பதில்லை. அதிபூரித நிலையில் உள்ள காற்றில் சிறிது நேரத்திற்குப் பின் திரவமாதல் ஏற்படுகிறது. நீராவியை அதிகரிப்பதினாலோ, குறைப்பதினாலோ ஒப்பீரப்பதனை அதிகரிக்கவோ, தாழ்த்தவோ செய்யலாம். ஆனால், நீராவியின் அளவை வேறுபடுத்தாமலிருக்கும் பொழுது, கொடுக்கப்பட்டுள்ள காற்றின் ஒப்பீரப்பதனானது, நீராவியின் வெப்பநிலையினால் நேரடியாகக் கட்டுப்படுத்தப்படுகிறது. ஏனெனில், வெப்பநிலைதான், வாயுவின் பூரிதத் தன்மையைக் கட்டுப்படுத்துகிறது. நீராவியின் அளவை அதிகரிக்காமல் காற்றின் வெப்ப நிலையை அதிகரிப்பதனால் மட்டுமே ஒப்பீரப்பதன் குறைக்கப்படுகிறது. அதே போலவே காற்றின் வெப்பநிலையைக் குறைத்தால் ஒப்பீரப்பதன் அதிகரிக்கிறது. உதாரணமாக: 50° வெப்பநிலையில் ஒவ்வொரு கன அடிக்கும் 4.28 கிரெயின் தண்ணீரைக் கொண்ட காற்று பூரித நிலையில் உள்ளது. ஆனால், அதில் 2.14 கிரெயின் தண்ணீர் மட்டுமே இருக்குமாயின், அது அரைப்பங்கு பூரித நிலையில் உள்ளது. அதாவது அதன் ஒப்பீரப்பதன் 50% ஆகும்.

அதே காற்றின் வெப்பநிலையை 40க்குத் தாழ்த்தினால் அதன் ஒப்பீரப்பதன் சுமார் 75% ஆகும். ஆகவே காற்றின் ஈரத் தன்மையோ, வறண்ட தன்மையோ அதில் அடங்கியுள்ள நீராவியின் உண்மையான அளவைப் பொறுத்ததல்ல. நாளுக்கு நாள் மாறுபாடு ஒப்பீரப்பதத்தை மேற்சொன்ன முறையில் குறிப்பிடுவது வானிலை ஆராய்ச்சியாளர்களுக்குக் குழப்பத்தை விளைவிக்கிறது. ஒப்பீரப்பதனானது, நீராவியாதலின் அளவையும், அது நடைபெறும் வீதத்தையும் தீர்மானிக்கும் இன்றியமையாத அம்சமாக இருப்பதால், இது காலநிலை அம்சங்களிலும் இன்றியமையாத ஒன்றாகும். இந்த ஒப்பீரப்பதனே தாவரங்களாலும் மனிதர் உட்பட எல்லாப் பிராணிகளாலும் வெளிவிடப்படும் வெப்பம், ஈரம் ஆகியவற்றின் இழக்கும் வீதத்தை நிர்ணயிக்கிறது. காற்றின் வெப்ப நிலையைக் கட்டுப்படுத்தும் முறையில் ஈடுபடும் பொறியியலாளர்களுக்கு ஒரு குறிப்பிட்ட அளவு வறட்சித் தன்மையைக் கொண்ட காற்று மனிதர்களை எவ்வாறு பாதிக்கிற தென்பதை அறிய இவ்வொப்பீரப்பதன் இன்றியமையாததாயுள்ளது.

திட்டமான குறித்த ஈரப்பதன் (Specific Humidity): இந்த அளவை வானிலைப் படிப்பினைகளுக்கு, விசேஷமாக அதிக உயரத்திலுள்ள காற்றைப் பற்றிய செய்திகளைத் தெரிந்துகொள்ள, பொதுவாகப் பழக்கத்திலிருந்து வருகிறது. ஏனெனில், இது அதிக அளவில் மாறுபடும் வெப்பநிலை, அழுத்தம் ஆகிய நிலைகளாலும் கூட மாறுபடாமல் ஸ்திரமாக உள்ளது. திட்டமான ஈரப்பதனென்பது நீராவியுடன்கூடிய ஒவ்வொரு யூனிட் அளவு காற்றின் எடைக்கும் அதில் அடங்கியுள்ள நீராவியின் எடைக்கும் உள்ள விகிதமாகும்.

குறித்த ஈரப்பதத்தை ஒரு கிலோகிராம் ஈரக்காற்றுக்கு இவ்வளவு கிராமின் நீராவி என்று குறிப்பிடப்படுகிறது. காற்றின் மொத்த அழுத்தத்தை, நீராவியின் ஒரு தலையான அழுத்தத்தினால் வகுப்பதன் மூலம் குறித்த ஈரப்பதனைக் கணக்கிடலாம்.

$$\text{குறித்த ஈரப்பதன்} = \frac{\text{மொத்த அழுத்தம்}}{\text{நீராவியின் ஒரு தலையழுத்தம்}}$$

நீராவிப் போக்கின் மூலம் ஈரம் அதிகரிக்கப்படாமலோ, திரவமாதலின் மூலம் ஈரம் இழக்கப்படாமலோ இருக்கும் வரையில் வெப்பநிலை, அழுத்தம் ஆகியவற்றின் ஏற்றத் தாழ்வுகளினால் பாதிக்கப்படாமலிருப்பதால் குறித்த ஈரப்பதன் ஒருவித மாறுபாடுமில்லாமல் நிலையாக உள்ளது. இது ஈரப்பதனை அளப்பதற்கு எளிய முறையாயிருப்பினும் இதில் அநேகக் குறைபாடுகள்

உள்ளன. இக் குறித்த ஈரப்பதனின் மூலம் எந்த அளவுக்குக் காற்று பூரிதநிலையில் உள்ளது என்பதைக் காண்பிக்க இயலாது. குறித்த ஈரப்பதனும், வாயு அழுத்தமும் ஏறக்குறைய நேர் விகிதத்திலுள்ளன.

கலப்பு விகிதம் (Mixing Ratio): முழுவதும் வறண்ட காற்றின் ஒவ்வொரு யூனிட் எடைக்கும் அதே எடையுள்ள காற்றில் அடங்கியுள்ள நீராவியின் எடைக்குமிடையே உள்ள விகிதம் "கலப்பு விகிதம்" என்று சொல்லப்படுகிறது. நீராவிக்கும் அநுபோக மீதியுள்ள காற்றுக்குமுள்ள விகிதமே கலப்புவிகிதம் ஆகும். இதற்கும், குறித்த ஈரப்பதத்திற்குமுள்ள வேறுபாடு என்னவென்றால் இதைக் கணக்கிடுகையில் வறண்ட காற்றின் அழுத்தமே கணக்கிலெடுத்துக் கொள்ளப்படுகிறது. ஆனால், திட்டமான ஈரப்பதனைக் கணக்கிடுகையில் காற்றின் மொத்த அழுத்தத்தை உபயோகித்துக் கணக்கிடுகிறார்கள். இவை யிரண்டிற்குமிடையே உள்ள வித்தியாசம் மிகக் குறைவாகும்.

பனிதோன்று நிலை (Dew Point): பனித்துளிகள் தோன்றுவதற்கு அல்லது பனித்துளிகள் தோன்றும்படிச் செய்வதற்குக் காற்றை எவ்வளவு குளிரச்செய்ய வேண்டுமோ அதுவே பனிநிலை அல்லது பனிதோன்று நிலை என்று எளிதாக வரையறுக்கப்பட்டுள்ளது. கொடுக்கப்பட்டுள்ள அளவுக் காற்றின் பனிநிலையானது, அக்காற்று பூரித நிலையை அடையும் வெப்ப நிலையாகும். அதாவது எந்த வெப்பநிலையில் ஒப்பீரப்பதன் 100 சதவிகிதமாக இருக்குமோ அந்த வெப்பநிலையே பனிதோன்று நிலையாகும். அழுத்தத்தை நிலையாகக் கொண்டு நீராவியின் அளவை அதிகரிக்காமலோ குறைக்காமலோ (அதாவது நீராவியின் அளவை மாற்றாமல்) காற்றைக் குளிரச் செய்யும்போது, 0·86" அளவிற்கு வாயு அழுத்தத்தை உடைய காற்றின் உண்மையான வெப்பநிலை எதுவாயிருப்பினும் அதன் பனிநிலை 50° ஆகும். ஒரு குறிப்பிட்ட எடையுள்ள காற்றின் பனி நிலையானது அக் காற்றின் வாயு அழுத்தத்தினால் நிர்ணயிக்கப்படுகிறதேயன்றி அதன் வெப்ப நிலையினால் பாதிக்கப்படுவதில்லை. அக் காற்று அபூரித நிலையிலிருக்கும் வரையில் பனிநிலையும் மாறுபடுவதில்லை. ஈரப்பதனின் எல்லாக் குறியீடுகளைச் 'சைக்ரோமானி'யின் உதவியைக்கொண்டு சுலபமான முறையில் கணக்கிடலாம். ஈர வறண்ட குமிழ்களையுடைய பாதரஸ வெப்பமானியும் மேற்சொன்ன கருவியின் விதத்தைச் சார்ந்த ஒன்றாகும். ஈர வெப்பமானிக்கும், வறண்ட குமிழ் வெப்பமானிக்குமுள்ள வித்தியாசமே காற்றிலுள்ள ஈரத்தின் அளவையாகும். இந்த வித்தியாசத்தைக் கொண்டே பனிநிலை,

நீராவியழுத்தம், ஒப்பு ஈரப்பதன் ஆகியவற்றைத் தயாரிக்கப்பட்ட வானிலையியலின் அட்டவணைகளிலிருந்து கண்டுபிடிக்கலாம்.

விரிவான பலதரப்பட்ட கருவிகளை உபயோகித்து வேறுபட்ட வெப்ப நிலைகளில் காற்றின் பூரிதநிலை நீராவி அழுத்தம் (Saturation Vapour pressure) பரிசோதனைகளின் மூலம் நிர்ணயிக்கப்பட்டுள்ளது. இவற்றின் உதவியைக் கொண்டும், ஈரப்பதனைப் பற்றிய பல்வேறு அம்சங்களுக்கிடையில் உள்ள தொடர்பைப் பற்றிய அறிவிலிருந்தும், உபயோககரமான அட்டவணைகள் தயாரிக்கப்பட்டு வெளியிடப்பட்டுள்ளன. இந்த அட்டவணைகளை உபயோகித்து ஈரப்பத மதிப்புகளைப் பெறுவது எளிது. ஒப்பீரப்பதனை நேரடியாகக் குறிப்பதற்கு உரோம ஈரமானி (Hair hygrometer) என்னும் கருவி பயன்படுகிறது. உரோம ஈரவரை கோடானது (Hair hygrograph) வெப்ப வரைகோட்டைப் போலவே ஒப்பீரப்பதனின் மதிப்புகளைத் தொடர்ச்சியாகக் குறிக்கிறது. சைக்ரோமானியும் (Psychrometer) ஈரமானியும் எல்லா நிலைமைகளின் கீழும் உபயோகித்துக் கணக்கிடக்கூடிய துல்லியமான (Accurate) கருவிகளல்ல. உறை நிலைக்குக் கீழுள்ள வெப்ப நிலைகளில் சைக்ரோமானி காட்டும் ஈரப்பத அளவுகள் சரியாக இருப்பதில்லை. உரோம ஈரமானி ஈரப்பதத்தில் ஏற்படும் மாற்றங்களுக்குத் தாமதமாக பிரதியுத்தரம் கொடுப்பதோடு, 0° பா-க்குக் கீழ் உள்ள வெப்பநிலைகளில் உபயோகமற்றதாயுள்ளது. அநேக குறைபாடுகளிருப்பினும், உரோம ஈரமானியே இன்னமும் பழக்கத்திலிருந்து வருகிறது. ஏனெனில், இதைக் காட்டிலும் வேறு நல்ல கருவிகள் தற்பொழுது இல்லை. மேலும் இந்த ஈரமானியை உபயோகிக்கும் முறை எளிதாயிருப்பதோடு இதற்கான செலவும் அதிகமில்லை. மேல் மட்டங்களில் ஒப்பீரப்பதனைக் குறிப்பதற்கும், வானவூர்திகளில் உபயோகிப்பதற்கும், பல்வேறு வானிலைத் துறைகளால் கண்டுபிடிக்கப்பட்டுள்ள தனிக் கருவிகள் உள்ளன.

ஒப்பீரப்பதனும் அதன் பரவலும்
(Relative humidity and its distribution)

ஒப்பீரப்பதனின் கிடைப்பரவலானது, குறித்த ஈரப்பதனின்றும் மிகச் சிறிய அளவில் வேறுபடுகின்றது. அதிகபட்ச ஈரப்பதன் பூமத்தியரேகை அருகில் காணப்படுகிறது. இங்கிருந்து ஒப்பீரப்பதனது உப அயன அதிக அழுத்த மண்டலங்களை நோக்கிக் குறைவுபடுகின்றது. இங்கு ஒப்பீரப்பதன் குறைந்தபட்சமாயுள்ளது. இங்கிருந்து ஒப்பீரப்பதன் மேலட்ச ரேகைகளை நோக்கி

மறுபடியும் அதிகரிக்கிறது. ஆனல், குறித்த ஈரப்பதன் பூமத்திய ரேகையிலிருந்து துருவத்தை நோக்கிக் குறைகிறது. மேற்காற்றுப் பிரதேசங்களை நோக்கி வெப்பநிலை குறைவதால் ஒப்பீரப்பதன் இப்பகுதிகளில் அதிகரித்துக் காணப்படுகிறது. 60° அட்ச ரேகைக்கு அப்பாற்பட்ட பகுதிகளில், ஒப்பீரப்பதனனது மறுபடியும் சிறிது குறைந்து காணப்படுகிறது. குறைந்த நீச ஈரப்பதனனது (Lower minimum) தென்கோளார்த்தத்தில் இல்லாமல் வடகோளார்த்தத்தில் மேலட்சரேகைப் பகுதிகளில் காணப்படுவதற்குக் காரணம் இங்குப் பரந்த வறண்ட நிலப்பகுதிகள் இருப்பதேயாம். இடத்திற்குரிய தலநிலைமைகள் ஈரப்பதனைப் பாதிக்கின்றன. வெப்பமான காற்ருேட்டங்களும், குளிர்ந்த காற்ருேட்டங்களும் ஒன்றுடன் ஒன்று சந்திக்கும் இடத்தில் ஒப்பீரப்பதன் அதிகமாயுள்ளது. நியூபவுண்ட்லாந்து கடற்கரையையடுத்துள்ள பகுதியில் ஒப்பீரப்பதன் 100 சதவிகிதமாய் இருப்பதோடு, இந்நிலை நீண்ட காலத்திற்கு நிலைத்துக் காணப்படுகிறது. முறையே அதிகபட்ச, குறைந்த பட்ச ஈரப்பத மண்டலங்களின் பெயர்ச்சியானது, வெப்பநிலை மண்டலங்கள், மழைப்பொழிவு மண்டலங்கள், வறட்சி மண்டலங்கள் ஆகியவற்றின் பெயர்ச்சியை யொத்துள்ளது.

ஒப்பீரப்பதனிலேற்படும் வருடாந்திர வேறுபாடு பெருமளவில் தலத்தைப் பொறுத்துள்ளது. 30° வட, தென் அட்சரேகைகளுக்கிடையில், சராசரி ஒப்பீரப்பதனனது, குளிர்காலத்தைவிடக் கோடைகாலத்தில் அதிகமாயுள்ளது. மேலட்ச ரேகைகளில், நிலைமை இதற்கு மாருக உள்ளது. குளிர்காலத்தில் மேல் அட்ச ரேகைகளில் ஒப்பீரப்பதன் அதிகமாயிருப்பதற்குக் காரணம், இங்குக் கண்டப் பகுதிகளில் மிகக் குறைந்த வெப்பநிலை நிலவுவதேயாம். ஆனல், குளிர்காலம் வறட்சியாயும், கோடையே மழைப்பொழிவேற்படும் காலமாயும் இருக்கும் சில பகுதிகளில் சார்பற்ற ஈரப்பதத்தைப் போன்று ஒப்பீரப்பதன் கோடையில் அதிகபட்சமாயும், குளிர்காலத்தில் குறைந்ததாயும் இருக்கிறது.

ஒப்பீரப்பதத்தின் அன்ருட வேறுபாடானது, ஏறக்குறைய அன்ருட வெப்பநிலை வேறுபாட்டின் திருப்பமாகும். ஒப்பீரப்பதன் விடியற்காலையில் அதிகபட்சமாயும், நடுப்பகலிற்கு இரண்டு அல்லது மூன்று மணி நேரத்திற்குப் பின், அதாவது பிற்பகல் இரண்டு அல்லது மூன்று மணிக்குக் குறைந்த பட்சமாயும் ஏற்படுகிறது. கடலினின்றும் ஈரக்காற்று பகல் நேரத்தில் வீசுகிறது. ஒப்பீரப்பதன் இந்நேரத்தில் அதிகரிக்கிறது. வெப்பநிலையில் வீழ்ச்சி ஏற்படும்போது நீராவியை ஏற்கக்கூடிய சக்தி குறைவதுடன் காற்று ஒப்பாக ஈரமாகிறது. மேலும், பூரிதநிலையானது

பொதுவாக, விடியற்கால நேரங்களில்; சிறப்பாக இரவு நேரம் சலன மற்று இருந்திருந்தால், பூர்தநிலை அடைகிறது.

உயரத்தோடு, ஒப்பீரப்பதனில் ஏற்படும் மாறுபாடானது, சார்பற்ற ஈரப்பதத்தைக் காட்டிலும், குறைந்த அளவில் தான் துல்யமாக உள்ளது. மித மண்டல அட்சரேகைகளில் மலையுச்சிகளின் மீது, ஒப்பீரப்பதன் கோடையில் அதிகமாயும், குளிர் காலத்தில் குறைவாயுமுள்ளது. வலிமை மிகுந்த சலனக் காற்றோட்டங்களானவை கோடையில் ஈரத்தை நீராவியை) மேல் மட்டங்களுக்கு எடுத்துச் செல்கின்றன. மேலும், இந்தப் பருவத்தில் பெருமளவில் குழப்பமான சலனத்தினால் வெப்பமாற்றம் ஏற்படுகிறது. மேகங்கள் காணப்படுமிடங்களில் ஒப்பீரப்பதன் 100 சதவிகிதமாயிருக்கலாம். ஆனால், இவ்விடத்திற்கு மேலோ கீழோ ஒப்பீரப்பதன் முற்றிலும் வேறுபட்டிருக்கலாம். ட்ரோபோபாஸில் குறிக்கப்பட்ட குறைந்தபட்ச ஈரப்பதன் 3 சதவிகிதமாகும்.

இந்தியாவில் நிலவும் காற்றின் தன்மை, ஒப்பீரப்பதனின் பரவலை நிர்ணயிப்பதாகத் தோன்றுகிறது. வருடம் முழுவதும் ஒப்பீரப்பதனானது கடற்கரையிலிருந்து உள் நாட்டுப் பகுதியை நோக்கிக் குறைகிறது. இதற்குக் காரணம் கடற்கரைப்பகுதியில் ஈரம் அதிக அளவில் கிடைக்கிறது. மேலும், வெப்ப நிலையின் போக்குகளானவை உள் நாட்டுப் பிரதேசத்தைவிடக் கடற்கரைப் பகுதியில் அதிகமாயுள்ளன. இந்தியாவில் வறட்சியான பகுதிகளிலும், தார்ப்பாலைவனம் போன்ற பாலை நிலங்களிலும் சராசரி ஈரப்பதன் 50 சதவிகிதமாயுள்ளது. அஸ்ஸாம் போன்ற ஈரமான பிரதேசங்களிலும், பெரும்பான்மையான கடற்கரைப் பிரதேசங்களிலும் ஒப்பீரப்பதன் 80 சதவிகிதமாயுள்ளது. குளிர்காலத்தில் வெப்பநிலையும் ஈரப்பதனும் கடற்கரைப் பிரதேசத்திலிருந்து உள் நாட்டுப் பகுதியை நோக்கிக் குறைகிறது. இந்தியாவில் ஒப்பீரப்பதனில் ஏற்படும் மாறுபாடுகள் கோடைக்காலத்துடன் ஒப்பிட்டுப் பார்க்கையில் சிறிய அளவிலுள்ளன. இப்பருவத்தில் குஜராத்திலும் (தென்மேற்கு ராஜபுதனம்), தக்காணத்திலும் (Deccan) காற்று 40 முதல் 50 சதவிகிதம் ஒப்பீரப்பதனுடையதாய் வறட்சி மிக்கதாயுள்ளது. கோடைக்காலத்தில் ஒப்பீரப்பதன் கடற்கரைப் பகுதிகளிலிருந்து உள்நாட்டுப் பகுதிகளை நோக்கி விரைவாகக் குறைகிறது. நம் நாட்டின் மத்தியப் பகுதிகளிலும், தக்காணப் பீட பூமியிலும், சராசரி ஒப்பீரப்பதன் 30 சதவிகிதமோ அல்லது இன்னும் குறைந்தோ காணப்படுகிறது. பஞ்சாபிலிருந்து பீஹார் வரையிலுள்ள சில ஊர்களில் நடுவேனிற் பகலில்

ஒப்பீரப்பதன் 5 சதவிகிதம் அளவுக்கும் குறைவாக உள்ளதாகக் குறிக்கப்பட்டுள்ளது. இது போன்ற மிகக் குறைவான ஒப்பீரப் பதன் வட தக்காணம், மத்திய இந்தியா ஆகிய பகுதிகளில் அதிகமாகக் காணப்படுகிறது. இம்மாதிரியான குறைந்த ஒப்பீரப் பதன் மேற்பரப்பு வெப்பமடைவதால் மட்டுமல்லாமல், காற்றோட்டங்களின் சலனத்தினால் பெருமளவிலேற்படும் ஈரமாற்றத்தாலும் அதிக உயரங்களுக்கு எடுத்துச் செல்லப்படுகிறது. வெப்பமான காற்றானது உயரத்தில் இயங்கும் வறண்ட ஈரக் காற்றினால் இடம் பெயர்க்கப்படுவது மல்லாமல் மேற் சொன்ன குளிர்ந்த காற்றானது கீழிறங்குவதால் மேலும் வறட்சி அடைந்து, மேற்பரப்புக்கருகில் வெப்பப்படுத்தப்படுகிறது. இந்தியாவில் நடுவேனிற் காலத்தில் நிலவும் காற்றின் அதீத வறட்சிக்கு இதுவே காரணமாகும். இந்தியாவின் பெரும்பான்மையான பகுதிகளில் மழைக் காலத்தின் போது வெப்பநிலையிலோ ஈரப்பதத்திலோ ஒருவித மாறுபாடும் ஏற்படுவதில்லை. காற்று ஈரமாகவுள்ளது. அநேக இடங்களில் ஒப்பீரப்பதன் 80 முதல் 90 சதவிகிதம் வரையுள்ளது. இந்தியாவின் வடமேற்குப் பகுதியில் மட்டுமே அது 80 சதவிகிதத்திற்குக் குறைவாயுள்ளது. இந்த அதிகமான ஈரப்பதம் அதிக பட்சம் மழைப்பொழிவுடன் பொருந்துகிறது.

திரவமாதலும் மழை பொழிதலும்*

(Condensation and precipitation)

திரவமாதல் போக்கை அறிந்து கொள்வது எளிதாகும். கொதிக்கும் நீரிலிருந்து கிளம்பும் நீராவி தண்ணீர்த் துளிகளாகத் திரவமாவதை எல்லோரும் பார்த்திருக்கக்கூடும். அதைப் போலவே காற்றிலுள்ள நீராவி இரவு நேரங்களில் குளிர்ந்த பொருள்களின் மீது நீர்த்திவலைகளாகத் திரவமாயிருப்பது எல்லோரும் நன்கறிந்ததே. காற்றில் மிதக்கும் மிகச் சிறியவையாக உள்ள நீர்த்திவலைகள் பொதுவாக மேகம் அல்லது மூடுபனியாக உருவெடுப்பதற்கு ஒன்று திரட்டப்படுகின்றன. கண்ணுக்குப் புலப்படாத ஆவி ரூபத்திலிருந்து கண்ணுக்குத் தெரியக்கூடிய திரவரூபத்தை அடையும் போக்கே (Process) "திரவமாதல்" (Condensation) என்று சொல்லப்படுகிறது. ஆவிரூபத்திலிருந்து கண்ணுக்குப் புலப்படும் திடரூபத்தை அடையும் மாற்றத்துக்குப் "பதங்கமாதல்" (Sublimation), படிகமாதல் (Crystallisation)

* மழை பொழிதல் என்னும் பதம் நீராவி திரவமாகுதலுக்குப் பின் திரவமாகவோ திடரூபத்திலோ பூமியை நேரடியாக வீழுவதைக் குறிப்பதற்குப் பொதுவாக உபயோகப்படுத்தப்பட்டிருக்கிறது. ஆகையால் இப்பதம் மழை, பனிக்கட்டி, இன்னும் பொழிவின் இதர உருவங்களையும் குறிக்கும்.

என்று பெயர். (ஆவியாதல் போக்கிற்கு நேர் எதிர்மாருன படிக மாதல் போக்கு சிக்கலற்றது.) ஆனால், மழை பொழியும் போக்கானது சிக்கலாக உள்ளது. திரவமாகவோ, திடப்பொருளாகவோ மாற்றப்பட்டால் மட்டும் போதாது. அது வெளிப்படுத்தப்படவேண்டும் அல்லது வீழ்படிவு (Precipitation) (மழைப்பொழிவு) ஏற்படவேண்டும். ஆகவே, திரவமாதல், பதங்கமாதல், வீழ்படிவு, ஆகிய போக்குகளுக்கிடையே உள்ள வேற்றுமை என்னவென்ருல், முதற்சொன்ன போக்கில் ஆவிருபத்திலிருந்து திரவமாகவோ, திடப்பொருளாகவோ (பனிக்கட்டி) மாறுபாடு உண்டாகிறது. இரண்டாவது போக்கில் இந்த நீரானது மழையாகவோ, பனிக்கட்டியாகவோ, கல்மாரி (ஆலங்கட்டி) யாகவோ, அல்லது காற்றில் தேங்கும் ஏதாவது திரவரூபத்தில் (Hydro meter-water of the air) வெளிப்படுத்தப்படுகிறது.

திரவமாதலும், பதங்கமாதலும்
(Condensation and Sublimation)

திரவமாதலோ, பதங்கமாதலோ ஏற்படவேண்டும் என்ருல் காற்று பூரித வெப்பநிலைக்குக் கீழ் (Saturation temp) அடையபாடிக் முறையினுலோ, அல்லது வேறு முறையினுலோ குளிரச் செய்யப்படவேண்டும். அதாவது காற்றின் வெப்பநிலையைப் பனிநிலைக்கு (Dew point) ஒட்டினுற்போலவாவது அல்லது அதற்கும் கீழுள்ள வெப்ப நிலைக்காவது, குறைக்க வேண்டும். வளிமண்டலத்தில் ஆவிருபத்திலே அடங்கியுள்ள நீராவியில் பெருமளவு இந்த முறையில்தான் திரவமாகவோ, திடப்பொருளாகவோ குளிர்ச்சி செய்யப்பட்டு வெளிப்படுத்தப்படுகிறது. திரவமாதல் ஏற்படுவதற்குக் காற்று எவ்வளவுக்குக் குளிர்ச்சி செய்யப்படவேண்டும் என்பது காற்றின் ஒப்பீரப்பதனைப் பொறுத்துள்ளது. ஒப்பீரப்பதன் அதிகமாயிருக்குமானுல், காற்று பனிநிலையை அடையச் செய்வதற்குக் குளிரச் செய்யவேண்டிய அளவு குறைவாகவும், அதேபோல் ஒப்பீரப்பதன் குறைவாக இருக்கும் போது குளிரச் செய்யப்படவேண்டிய அளவு அதிகம் ஆகவும், காற்றின் வெப்பநிலை 32° பாரன்ஹீட்டுக்கு மேலிருக்கும்போது பனிநிலை அல்லது பூரிதநிலை அடையப்பட்டால், நீராவி நீர்த்துளிகள் வடிவிலோ, மூடுபனியாகவோ திரவமாவதுடன் மேகங்களும் தோன்றுகின்றன. ஆனுல், வெப்பநிலைக்கு 32°க்குக் கீழ் இறங்கும் வரை பனிநிலை ஏற்படாமலிருந்தால் திரவமாதல் போக்கானது உறைபனி (Frost) அல்லது பனிக்கட்டி உருவில் ஏற்படுகிறது; சில முகில்களும் காணப்படுகின்றன. திரவமாதல் வளி

மண்டலத்தைக் குளிரச் செய்வதன் மூலம் ஏற்படுகிற தென்பது ஏற்கெனவே கூறப்பட்டுள்ளது. குளிர்ச்சியடையும் போக்கானது பல விதங்களில் நடைபெறும். அவையாவன :-(1) நேர் முகமாகக் குளிர்ச்சி செய்தல் (2) குளிர் காற்றுடன் கலப்பதனால் குளிர்ச்சி யடைதல் (3) விரிவடைவதன் மூலம் குளிர்ச்சியடைதல் ஆகிய வையாகும். நேர்முகமாகக் குளிர்ச்சியடைதல் வெப்பக் கதிர் வீசல், வெப்பக்கடத்தல் ஆகிய முறைகளில் நடைபெறுகிறது. ஈரமிகுந்த வெப்பக் காற்று குளிர்ந்த பரப்புகளுடன் தொடர்பு கொள்ளும்போது வெப்பக் கடத்தல் ஏற்படுகிறது. இரண்டாவது சொல்லப்பட்ட கலப்பு முறை குணங்களில் முற்றிலும் மாறுபட்ட வெப்பநிலைகள், ஈரப்பத விகிதங்கள் ஆகியவற்றைக் கொண்ட இரண்டு வளிப் பகுதிகள் (Air Masses) கலப்பதனால் ஏற்படுகிறது. முதற்கண் சொல்லப்பட்ட துறையில் ஏற்படும் மழைப் பொழிவின் அளவு அதிகமாயிருப்பினும், இப் போக்கானது மிகவும் மெதுவாக நடைபெறுகிறது. இரண்டாவது முறையில் குளிர்ச்சியடையும்போது ஏற்படும் மழைப்பொழிவு மிகச் சொற்ப மாகும். முதற் சொன்ன இரு முறைகளும் வளிமண்டலத்தின் ஆழமற்ற படுகைகளை மட்டுமே பாதிக்கின்றன. ஆகையால் திரவமாதல் போக்கு பனித்துளிகள், உறைபனி, மூடுபனி ஆகிய வடிவங்களில் ஏற்படுகிறது. ஆகவே இவையெல்லாம் பொது வாகப் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கருகிலுள்ள, ஆழமற்ற, காற்றுப் படுகைகளில் மட்டுமே காணப்படுகின்றன. இம்முறைகளில் காற்று குளிர்ச்சியடைவதன் மூலம், சிறிய அளவில்தான் திரவ மாதல் ஏற்படுவதால், விளையும் மழைப்பொழிவின் அளவும் குறை வாகத்தான் இருக்குமென்பது இயல்பேயாகும்.

விரிவடைதன் மூலம் குளிர்ச்சியடைதல் :- பெருமளவில் உள்ள காற்றுத் தொகுதிகளின் வெப்ப நிலை, திரவமாதல் ஏற்படு வதற்குப் பொதுவான அளவுக்குக் குளிர்ச்சியடையப் பெறுவது இந்த முறையில்தான். மேலெழும்பும் காற்றோட்டங்கள் விரி வடைந்து குளிர்ச்சியடைகின்றன. இது வெப்பம் புகா மாறுலக யாகும். இந்நிகழ்ச்சி பெருமளவில் ஏற்படுவதால் காற்றுப் படுகையில் அதிக ஆழத்தைப் பாதிக்கிறது. இதன் விளைவு கன மழைப் பொழிவாகும். இக்காரணத்தினாலேயே தான் உலகத்தில் கன மழைப்பொழிவு ஏற்படும் இடங்கள் மேலெழும்பும் காற்றோட் டங்கள் இயங்கும் மண்டலங்களுடன் இணைந்துள்ளன. திரவ மாதல் போக்கின் போது காற்று குளிர்ச்சியடைவது இயல்பாகும். ஏற்கெனவே ஆவியாதலின்போது உட்கிரகிக்கப்பட்ட வெப்ப மானது வெளியிடப்படுகிறது. 20° சென்டிகிரேட் வெப்பநிலையில் ஒவ்வொரு கிராம் நீரும் ஆவி ரூபத்திலிருந்து திரவ ரூபத்திற்கு

மாறும்போது 585 கலோரி வெப்பம் வெளிவிடப்படுகிறது. ஒவ்வொரு கிராம் நீரும் நேரடியாக ஆவிருபத்திலிருந்து திடப் பொருள் நிலையையடையும்போது முன்னைவிட அதிக வெப்பத்தை (அதாவது 685 கலோரி) வெளியிடுகிறது. ஆவியாதலின் உள்ளுறை வெப்பமானது (Latent heat of Vaporization) தண்ணீரின் முக்கியமான குணங்களில் மிகவும் உபயோகமான பண்பாகும். இப்பண்பு தொழிற் கூடங்களில் அநேக தொழில் முறையில் பயன்படுகிறது. இயற்கையில் தண்ணீரின் முக்கியத்துவம், வெப்ப தட்ப நிலையைச் சமப்படுத்துவது (Climatic equalizer) என்பது நன்கு விளங்குகிறது.

திரவமாதல் போக்கும் அதன் இயல்பும்

(The process and nature of condensation)

திரவமாதலைப் பற்றிய பழைய தனிப்பட்ட கொள்கையின்படி, காற்று பூரித நிலையிலிருந்தாலன்றிக் காற்றில் தண்ணீர் ஆவிருபத்தில்தான் இருக்கும் என்பது நிலவி வந்த கருத்து. பூரித நிலையிலுள்ள இக்காற்றை மேலும் குளிர்ச்சி செய்தால் ஆவிருபத்திலுள்ள நீரானது திரவமாகவோ, திடப்பொருளாகவோ மாறுகிறது. மேலும், காற்றின் வெப்பநிலை உறைநிலைக்குக் கீழே இருக்கும்போது திரவமாதல் ஏற்பட்டால் வளிமண்டலத்தில் நீராவி நீர்த்துளிகளாக மாறுவதில்லை. அப்படியே நீர்த்துளிகள் இருக்குமாயின், அவை பனித்துளிகளாக (Ice pellets) உறைந்து விடுகின்றன. உறைநிலைக்குக் குறைவான வெப்ப நிலையில் பனி நிலையடையப்பெற்றால், படிகமாதல் (Cystallization) நடைபெறுகிறது. இந்தக் கருத்துக் களெல்லாம் ஓரளவுக்குத்தான் ஒப்புக் கொள்ளமுடியும். தடைபடாத வளிமண்டலத்தில் திரவமாதல், பதங்கமாதல் ஆகிய வற்றுக்கான நிலைமைகள் பூரிதநிலை அல்லது அதிபூரித நிலையின் (Supersaturation) நேரடியான விளைவல்ல. உண்மையில் மேகங்களும் மூடு பனியும் காற்றில் ஒப்பீரப்பதன் 100 சதவிகிதம் அடையுமுன்பே தோன்ற ஆரம்பிக்கின்றன என்று கண்டுபிடிக்கப்பட்டுள்ளது. பூரித நிலையை நெருங்கும் சமயத்தில் (அதாவது காற்றின் ஒப்பீரப்பதன் 100 சதவிகிதத்தை நெருங்கும்போது) திரவமாதல் போக்கு துரிதப்படுத்தப்படுகிறது. உறைநிலைக்குக் குறைவான வெப்பநிலையில் வளிமண்டலத்தில் நீர்த்துளிகள் தேக்கி வைக்கப்படுகின்றன. இதை விதிவிலக்காகக் கருதுவதைக் காட்டிலும், சாதாரண நிகழ்ச்சியாகக் கருதுவதே மேலாகும். மேற்சொன்ன நீர்த்துளிகள் வளிமண்டலத்தில் தேக்கப்படுவதுடன் 32° பா.-க்குக்கீழ், புதிய நீர்த்துளிகள்

திரவமாகின்றன். இருந்தபோதிலும் சில குறிப்பிட்ட நிலைமைகளின் கீழ் நேரடியாகப் படிகமாதல் நடைபெறவேண்டும். புனி தோன்றுதலானது வளிமண்டலத்தில் மிக அதிக அளவில் குளிர்ச்சி செய்யப்பட்ட நீர்த்துளிகளாலான மேகங்களின் இருப்பைக் காண்பிக்கிறது. ஒரு நீர்த்துளி சிறியதாய் இருப்பதுடன் அசைவற்றிருக்குமானால் அதை உறை நிலைக்குக் கீழ் அநேக டிகிரிகளுக்குக் குளிர்ச்சி செய்ய இயலும். இருந்த போதிலும் அது திரவரூபத்திலேயே இருக்கும். ஆனால் சில நீர்த் துளிகள் ஆகாயவிமானத்தின் காற்று இயக்கத்தினால் கலக்கப் படுவதால் உடனடியாக உறைந்து விடுகின்றன. இது சாதாரண நிகழ்ச்சியாகும். ஆகாய விமானத்தின் இறக்கைகளின் முனைகளிலும் கூரான பகுதிகளிலும் காணப்படும் பனித் தேக்கத்திற்குக் காரணம் இந்த அசைவுதான். குளிர்காலத்தில் உறைநிலைக்குக் குறைவாயுள்ள மூடுபனியின் ஊடே நடந்து செல்லும் ஒருவன் இதே நிகழ்ச்சியைக் காணலாம். மிக அதிக அளவில் குளிரச் செய்யப்பட்ட நீர்த்துளிகளடங்கிய மூடுபனி காற்றினால் கலக்கப் பெற்றால் இந்த நீர்த்திவலைகள் காற்றை நோக்கியுள்ள பக்கத்தில் உறைகின்றன. இம்மாதிரியான நீர்த்திவலைகள் அடங்கிய மூடு பனியானது 20° பா. போன்ற குறைந்த வெப்பநிலையில் காணப் படுகிறது. வெண்பனி, முகில்களில் -40° பாரன்ஹீட் வெப்ப நிலையிலுள்ள நீர்த்திவலைகள் அதிக எண்ணிக்கையில் அடங்கி யுள்ளனவென்று நம்பப்படுகிறது. இந்த நீர்த்திவலைகளின் ஸ்திரத்துவ சூழ்நிலைதான் (The condition of colloidal stability) இவற்றை இவ்வளவு குறைந்த வெப்பநிலையிலும் உறையவொட்டாமல் தடுக்கிறதென்று சொல்லப்படுகிறது. இதற்குத் தெளிவான விளக்கம் கொடுக்க இயலாது.

பதங்கமாதல், திரவமாதல் ஆகியவற்றின் மையங்கள்

(Nuclei of Sublimation and Condensation)

தரைமட்டத்தில் திரவமாதலோ அல்லது பதங்கமாதலோ ஏதாவது திடப்பொருள்களின் மேல் ஏற்படக்கூடும். ஆனால் தடைபடாத வளிமண்டலக் காற்றில் மேற்சொன்ன நிகழ்ச்சிகள் நடைபெறுவதற்குச் சில அணுக்கருமையங்கள் இருத்தல் வேண்டும். ஆராய்ச்சி நிலையங்களில் நிகழ்த்திய பரிசோதனைகளிலிருந்து தடைபடாததும் தூசு இல்லாததுமான வளி மண்டலக் காற்று திரவமாக வேண்டுமானால் அது குறைந்த பட்சம் 420 சதவிகிதத்திற்காவது குளிர்ச்சி செய்யப்

படவேண்டும் என்று வில்சன் காண்பித்துள்ளார். இம் மாதிரி நிலைமையின் கீழ் திரவமாதல் போக்கு முதலில் எதிர்முனை அயனிகளைச் சுற்றி (Nagative ions) நடைபெறுகிறதென்றும். இதனுடைய மேம்பட்ட பூரித நிலைமை 600° அதிகரிக்கும்போது நேர் முனை அயனிகள் (Positive ions) திரவமாதலுக்கு அணுக்கருக்களாக அமைகின்றன என்றும் பூரித நிலை 790 சதவீதமாயிருக்கும்போது எல்லா அயனிகளுமே திரவமாதலுக்கு மையங்களாக அமைகின்றன என்றும், எடுத்துக்காட்டப்பட்டுள்ளன. பெரும்பான்மையான வளிமண்டல நிலைமைகளில் அதிபூரித நிலை மிகக் குறைந்த அளவிலேயே காணப்படுவதால், பொதுவாகத் திரவமாதலோ, பதங்கமாதலோ தொடங்குவதற்கு ஓர் உட்கரு (மையம்) இருந்தாக வேண்டும். தேங்கிக் கொண்டிருக்கும் திட-திரவப் பகுதிகள் நிறைந்த காற்றில் (suspended solid and liquid particles) பூரிதநிலையை அடையும் முன்பே திரவமாதல் ஆரம்பிக்கப்படுமென்று எடுத்துக் காட்டப்பட்டுள்ளது. வளிமண்டலத்து நீராவி முறையே, நீர்த்திவலைகளாகவோ, படிகமாகவோ மாறுவதற்கு, ஒவ்வொரு திவலை அல்லது பனிப் படிகம் ஆகியவற்றுக்கு ஒவ்வோர் உட்கருவும் அவசியமாகவுள்ளது என்று நம்பக்கூடிய சான்றுகளின் மூலம் எடுத்துக் காட்டப்பட்டுள்ளது. இப்பொழுது திரவமாதல், பதங்கமாதல் ஆகியவற்றுக்கு மையாக அமையும் உட்கருக்களின் இயல்பு, வீதம், வகை ஆகியவற்றைப் பற்றிக் கவனிப்போம்.

காற்றிலேயே உட்கருக்களாக அமைந்துள்ள அன்னிய துணுக்குக்கள் (Foriegn particles) பெரும்பாலும் பூமியிலிருந்து உற்பத்தியானவையாகும். இந்த அன்னிய துணுக்குக்களை மூன்று வகையாகப் பிரிக்கலாம். (1) சிறிய படிகங்களான கடலுப்பு (சோடியம் குளோரைடு) போன்ற ஈரங்கசியும் பொருள்கள், கந்தக அமிலத்தின் திவலைகள், புகைத்துணுக்குக்கள் ஆகிய நுண்ணிய ஈரம் ஈர்க்கும் உட்கருக்கள் (Hygroscopic Nuclei) முதல் வகையைச் சார்ந்தவை. கடல் நுரை ஆவியாவதின் மூலம் உப்பானது காற்றில் மிதப்பதுடன் தேங்கியும் பரவலாகவும் காணப்படுகிறது. கந்தக அமிலமும், புகையும் பெரும்பாலும் நகரங்களில்தான் சிறப்பாகத் தொழிற்சாலைகள் நிறைந்த இடங்களில்தான் பெருமளவு காற்றில் வெளியேற்றப்படுகிறது. மணல் (Silica), குவார்ட்ஸ், போன்ற துணுக்குக்கள் ஆகியவை ஈரங்காட்டா உட்கருக்கள் (Non-hygroscophic nuclei). இவை பதங்கமாதல் நடைபெறுவதற்கு உட்கருவாக அமைகின்றன என்று வெகினர் (Wegener) குறிப்பிட்டுள்ளார். (2) பதங்கமாதலானது ஈரங்காட்டும் உட்கருக்களைச் சுற்றி ஏற்படாதென்றும் காட்டப்பட்டுள்ளது.

(3) அடுத்த படியாகக் கருதப்படுவது காற்றிலடங்கிய எண்ணற்ற தூசித் துணுக்குகள். இது திரவமாதல் அணுக்கருவாக (Condensation Nuclei) இருந்த போதிலும், இது அவ்வளவு முக்கியமானதல்ல. பொதுவாக. தூசி என்று சொல்லப்படும் வளிமண்டலத்திலடங்கிய பொருள்கள் திரவமாறுதலை ஏற்படுத்துவதில்லை என்று அட்கனும் (Aitken) மற்றவரும் எடுத்துக்காட்டியுள்ளனர். அப்படியே அவை ஒருக்கால் உட்கருக்களாக அமைந்தாலும். இந்நிலை ஏற்படுவதரிது.

ஈரங்காட்டி உட்கருக்கள் என்றால் கிரேக்க மொழியில் "நீர் ஈர்க்கும்" என்பது பொருள். இவை நுண்ணிய பகுதிகளாயிருப்பதுடன் ஒரு கன சென்டிமீட்டருக்கு இவற்றின் அளவு நூறு மில்லிமீட்டர்களிலிருந்து பல மில்லியன் மீட்டர் வரை உள்ளது. உப்பு உட்கரு அணுவின் அளவு 0.1 இலிருந்து 1 மைக்ரான் வரையிருப்பதுடன், 5 மைக்ரான் வரைகூட உள்ள சில பெரிய அணுக்கருக்களும் உள்ளன. மேற்சொன்ன ஈரங்காட்டி அணுக்கருக்கள் எண்ணற்றவையாயிருக்கின்றன. ஒரு கன அங்குலத்திற்கு 100 முதல் 1,000 அணுக்கருக்கள் வரை காணப்படலாம். தூசு அணுக்கருக்கள் அளவில் சிறியவையாயிருக்கின்றன. இவற்றின் எண்ணிக்கை ஓர் இடத்தில் தொழிற்சாலைகளின் நெருக்கத்தையும் வேலை செய்யும் தன்மையையும் பொறுத்து மாறுபடுகிறது. பதங்கமாதல் அணுக்கருவின் அளவானது ஏறக்குறைய திரவமாதல் அணுக்கருவின் அளவேயாகும். ஆனால் முதலில் சொன்னவை பின் சொன்னவற்றைவிட எண்ணிக்கையில் குறைவாயுள்ளன. அதாவது ஒரு கன சென்டிமீட்டருக்கு ஒன்று முதல் சில வேளைகளில் பல நூறுகள் வரை இவற்றின் எண்ணிக்கை மாறுபடக்கூடும்.

திரவமாதல் என்பது ஈரம் ஈர்க்கும் அணுக்கருக்களின் செயலால் நடைபெறுவதுபோல் தோன்றும் தொடர் நிகழ்ச்சியாகும். அணுக்கருக்களின் திரவமாதலில் கடல் உப்பினுடைய இன்றியமையாத் தன்மையைப்பற்றி கோலர் (Kohler) குறிப்பிட்டுள்ளார். நீரை ஈர்க்கக்கூடிய உப்பு, நைட்ரஜன் வாயுவின் ஆக்ஸைடுகள், கந்தக வாயுக்கள் ஆகியவை. தம்மைச் சுற்றியுள்ள காற்றில் ஈரப்பதன் குறைவாயிருந்தபோதிலும், தண்ணீரை அதிலிருந்து உறிஞ்ச ஆரம்பிக்கின்றன, அதாவது கண்ணுக்குப் புலப்படாத அளவில் நீர்த்திவலைகள் நிறைந்த அடர்வுமிக்க கரைசல் உண்டாவதற்கான பூரிதநிலையை அடைவதற்கு முன்பே இந்த நிகழ்ச்சி ஆரம்பிக்கிறது. இலேசான மங்கலான தோற்றமே இம்மாதிரியான உபபூரிதத் திரவமாதலின் (Subsaturation Condensation) முதல் அறிகுறியாகும். சுமார் 80 சதவிகிதம் ஒப்பீரப்

பதன் உள்ள காற்றிலிருந்து அணுக்கருக்கள் நீரை ஈர்க்க ஆரம்பித்ததும் கிரமமாகப் பெரிதாகின்றன. அதாவது ஒப்பீரப்பதன் சுமார் 98% ஆகும் வரை இந்நிலையும், அதன்பின் முன்னமே கூறப்பட்டதுபோல் இந்த அணுக்கருக்கள் வேகமாகப் பெரிதாகின்றன. இயற்கையில் ஒப்பீரப்பதனில் அதிகரிப்பு வெப்பநிலைக் குறைவினாலோ, காற்றில் நீராவியின் அளவு அதிகரிப்பதாலோ ஏற்படுகிறது. ஒப்பீரப்பதன் சுமார் 100 சதவிகிதம் இருக்கும்போது, நீர்த் திவலைகளின் அளவு விரைவாக அதிகரிக்கிறது. ஈரப்பதன் அதிகரிக்கும்போது நீர்த்திவலைகளின் பெருக்கமும் அதிகரிக்கிறது. இதன் விளைவாக அடர்த்தி மிகுந்த மங்கலான ஆகாயமும் (Haze-ஹேஸ்) முடிவில் அடர்ந்த மூடுபனியோ, முகிலோ உண்டாகிறது. ஆகாய மங்கல் உண்டாகும் நிலையில், தோன்றும் நீர்த்திவலைகளின் அளவு மிகவும் சிறியது. அதாவது 1 மைக்ரான் (micron) இருப்பது அரிது. ஒப்பு ஈரப்பதன் 100 சதவிகிதத்திற்கும் அதிகமாகும்போது திரவமாதலானது முதலில் மிகப்பெரிய அணுக்கருக்களைச் சுற்றி நடைபெறுகிறது. ஏனெனில் இவை பெரிதாயிருப்பதால் குறைந்த அதிபூரித நிலையில் செயலாக்குகின்றன.

சிறிய அணுக்கருக்களைச் சுற்றித் திரவமாதல் ஏற்பட வாய்ப்பில்லை. ஏனெனில் நீர்த்திவலைகளின் அளவு அதிகரிக்கையில், அவை வளர்ச்சியடைவது எளிது. அணுக்கருக்கள் தம் சரியான அதிபூரித நிலையை அடையும்போது, அவை செயல் மிகுந்தவை எனச் சொல்லப்படுகின்றன. அப்பொழுது அவை மேகத் திவலை அளவில் வளர்ச்சியடையத் (cloud drop size) தடையேதுமில்லை. திரவமாதல் மிகவும் மந்தமாக நடைபெறுமேயானால் அவ்வமயம் பெரிய அணுக்கருக்கள் மட்டுமே செயல்படுகின்றன. அவை பெரிய அளவில் இருப்பதால் அவற்றின் எண்ணிக்கை மிகக்குறைவாயுள்ளது. இயற்கையில் குளிர்ச்சியடைதல் அநேக தடவைகளில் மிக விரைவாக நடைபெறுகிறது. இம்மாதிரியான சமயங்களில் ஒப்பீரப்பதன் தற்காலிகமாக 100 சதவிகிதத்திற்கும் அதிகமாயிருக்கலாம். இந்நிலையில் நுண்ணிய அணுக்கருக்கள் செயலிலீடுபட்டுப் பெரிதாக வளர்கின்றன. ஒரு கன செ.மீட்டருக்கு ஏறக்குறைய 10,000 நீர்த்திவலைகள் தோன்றலாமெனக் கூறப்பட்டுள்ளது.

ஏற்கெனவே கூறியுள்ளதுபோல் திரவமாதல் ஆனது அதிபூரித நிலையை அடைந்தாலன்றி மேகத்திவலை அளவை அடையாது. கிட்டிய எடுகோள்களிலிருந்து திரவமாதல் நடைபெற அதிபூரித நிலை ஒரு சதவிகிதத்திற்கும் குறைவு எனத் தெரிகிறது.

ஆகவே, ஒப்பீரப்பதன் 100 சதவிகிதத்தை அடைந்ததுமே, நீர்த் திவலைகளின் பெருக்கம் துரிதமாக நிகழ்கிறது. அத்துடனேயே முகிலும் தோன்றுகிறது. ஆகாய மங்கலுக்கும் முகிலுக்குமுள்ள வேறுபாடு, திவலைகளின் அளவாகும். திவலைகளின் அளவானது ஒப்பீரப்பதனைப் பொறுத்ததாகும். மிகச் சிறிய முகில் திவலைகள் ஒரு மைக்ரோன் அளவு ஆரத்தையுடையவையாயிருக்கும். ஒப்பீரப்பதன் பூரித நிலையிலிருக்கும்போது மட்டுமே மேற்சொன்ன அளவிலிருக்கும். தோன்றும் முகில்களின் வகையானது, குளிர்ச்சியடையும் வீதத்தைப் பொறுத்தது. பின் சொன்னது திரவமாதலின் வீதத்தைப் பாதிக்கிறது. குளிர்ச்சியடையும் வீதம் அதிகமாயிருந்தால் வெவ்வேறு அளவிலுள்ள அநேக திவலைகள் தோன்றும். குளிர்ச்சியடையும் வீதம் மந்தமாக இருந்தால் (கிரமமாகக் குளிர்ந்தால்), ஏறக்குறைய ஒரே அளவான சில திவலைகளே இருக்கும். திரவமாதல் நிகழ்ச்சி தொடங்கி முன்னேறும்போது. நீர்த் திவலைகள் தொடர்ந்து பெருக்கமடைகின்றன. நீர்த் திவலைகளின் அளவு, அதிக பட்சம் 50 முதல் 200 மைக்ரோன் விட்டமுடையதாயிருக்கும். இவை முகில், சிறிய தூறல் திவலைகள் (small drizzle particles) ஆகியவற்றை ஒத்துள்ளன. கணித முறையில் கணக்கிட்டபடி, சராசரி அளவுள்ள அணுக்கரு ஒன்று, 10 மைக்ரோன் அளவுக்கு வளர்ச்சியடைய ஆகும் நேரம் ஒரு நொடியென்றும், 100 மைக்ரோன் அளவுக்கு வளர்ச்சியடைய ஒரு சில நிமிடங்களாகுமென்றும் குறிப்பிடப்பட்டுள்ளது. ஒரு மில்லி மீட்டர் அல்லது 1,000 மைக்ரோன் விட்டமுள்ள நீர்த் திவலையாக வளர ஓர் அணுக்கருவுக்கு 3 மணி நேரமாகிறது. (254 மைக்ரோன்கள் ·01''க்குச் சமம்) 3 மி. மீ. அளவுக்கு வளர்ச்சியடையச் சுமார் 24 மணி நேரமாகிறது. மேகங்கள் தோன்றிய பின்பு, ஒன்று அல்லது இரண்டு மணி நேரத்திற்குள்ளாக மழைத் துளிகள் உருவாகின்றன. மெதுவாக நடைபெறும் திரவமாதல் ஒன்றே மழைத் துளிகள் உருவாவதற்குக் காரணமாகாது. மழைப் பொழிவுப் போக்கினால்தான் நீர்த்திவலைகளின் அளவு மழைத் துளிகளின் அளவுக்கு அதிகரிக்கப்படுகிறது.

பதங்கமாதல்

முன்னே கூறப்பட்டபடி தண்ணீரானது ஆவியிலிருந்து நேராகத் திடநிலையை அடைவதற்குப் பதங்கமாதல் என்று சொல்லப்படுகிறது. திடநிலையிலுள்ள ஸிலிகா, குவார்ட்ச் போன்ற பொருள்கள்மீது திடப்பொருளாக ஆவி படிகிறது. பதங்கமாதல் துனிப்படிகங்களின் மேல் தொடங்கக் கூடுமென்னும் கருத்து இது வரையிலும் நிரூபிக்கப்படவில்லை.

பதங்கமாகும் நிகழ்ச்சியில் ஆகாய மங்கல் தோன்றும் நிலை பற்றிச் சந்தேகங்கள் வெளியிடப்பட்டபோதிலும், பனித்திவலைகள் நிறைந்த மேகங்கள் மட்டுமே காணப்படும். அதிக உயரங்களில் ஆகாய மங்கல் நிலவுவதாக விமானிகள் அறிக்கைகள் கொண்டு வந்துள்ளார்கள். முன்னமேயே கூறப்பட்டதுபோல், குறைந்தது பூரித நிலையாவது ஏற்பட்டால்தான் பதங்கமாதல் நடைபெறக் கூடும். பெரும்பாலும்அதிபூரித நிலை அடையப்படவேண்டியுள்ளது. ஆகவே, ஒப்பீரப்பதன் சுமார் 100 சதவிகிதம் இருக்கும்போது, பதங்க அணுக்கருக்களின்மீது பனிப் படிகங்கள் வளர ஆரம்பிக்கின்றன. படிக வளர்ச்சியானது அதிபூரித நிலை மிகையாக அடையும் வரை துரிதமாக நடைபெறுவதில்லை. ஒப்பீரப்பதன் 100 சதவிகிதத்திற்கும் மேலிருந்து, பதங்கமாகும் அணுக்கருக்களும் ஏராளமாயிந்தால், ஆகாய மங்கல் ஏற்படக்கூடும். (ஒப்பீரப்பதன் பூரித நிலையை அடைந்ததும் பனிப்படிகங்கள் தடையேதுமின்றி வளர்ச்சியடைந்து முடிவில் பனி முகில் (ice cloud) உண்டாகிறது.) பதங்கமாகும் அணுக்கருக்கள் திரவமாதல் அணுக்கருக்களைக் காட்டிலும் எண்ணிக்கையில் குறைவாயிருப்பதால், திரவமாதலின்போது ஏற்படும் நீர்த்திவலைகளைக் காட்டிலும், பதங்கமாதலின்போது தோன்றும் பனிப்படிகங்கள் சற்றுப் பெரிய அளவிலிருக்கும். பனிப்படிகங்கள் சற்றுப் பெரிய அளவில் பெருக்கமடைவதால், அவைகள் ஒரு வீழும் வீதத்தைக் (rate of fall) கொண்டவை. இது இயற்கையில் காணப்பட்டுள்ளது. தூய பனித்திரைகளின் விளைவாலேற்படும் வீழ்ச்சி ஒருபோதும் அதிகத் தீவிரமாயிருப்பதில்லை. திரவமாதல் அல்லது பதங்கமாதல் நிகழ்ச்சியுடன்கூட கன மழைப்பொழிவோ பனிப்பொழிவோ ஏற்படுவதற்கு, பொழிவின் போக்குக்களில் ஒன்று இரண்டு நிகழ்ச்சிகளாவது நடைபெறவேண்டும்.

திடப்பரப்புக்களின்மேல் ஏற்படும் திரவமாதலின் உருவங்கள்

(Forms of Condensation on solid surfaces)

ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல் திரவமாதலென்பது குளிர்ச்சியடைவதன் பயனாக ஏற்படுவதாகும். திரவமாதல் நிகழ்ச்சி திடப்பரப்புகளின் மீதே முதலில் ஆரம்பிக்கிறது. ஏனெனில் பூமியும், புல், சிறு புதர்ச்செடிகள் போன்ற திடப்பொருள்கள் முதலியவை, பொதுக் காற்றுத் தொகுதியைக் காட்டிலும், அதிக அளவில் குளிர்ச்சியடைகின்றன. பூமி, மற்றுமுள்ள வேறு திடப்பொருள்கள் நல்ல வெப்பக் கதிர் வீசிகள் என்பது நாமறிந்ததே.

மற்றும், வெப்பத்தை அரிதில் கடத்தியாகிய புல்போன்ற திடப் பொருள்கள் வெப்பக் கதிர் வீசலின் மூலம் இழக்கப்படும் வெப்பத்தை ஈடுசெய்ய முடியாமலிருப்பதால் அவற்றின் வெப்பநிலை துரிதமாகக் குறைகிறது. (2) இரவு நேரத்தில் சாதகமான நிலைமைகளின் கீழ், திடப்பரப்புக்களானவை அவற்றின்மீது தங்கியுள்ள காற்றைக் காட்டிலும் அதிக துரிதமாகக் குளிர்ச்சியடைகின்றன. மேற்சொன்ன காற்றானது தனது வெப்பத்தில் ஓரளவைக் கடத்தல் முறையிலும், கதிர்வீசலின் மூலமும், குளிர்ந்த பரப்புக்களுக்கு வெப்பத்தைச் செலுத்துவதன் மூலமும் இழக்கிறது.

பனிநீர்ப்படிவும், உறைபனியும்
(Dew & Hoar frost)

இவ்விரு வகைகளும் காற்றினுள் அன்றித் திடப்பொருள்களின் மேற்பரப்பில் ஏற்படும் திரவமாதலின் பயனாகும். முன்பே கூறியதுபோல், சூரிய அஸ்தமனத்திற்குப் பின் பூமியும், அதன் மீது நிலவும் காற்று, மற்றும் இதர திடப்பொருள்களும் தம் வெப்பத்தை இழப்பதால் அவற்றின் வெப்பநிலை தாழ்கிறது. காற்றின் வெப்பநிலை குறையும் பொழுது அதன் ஒப்பீரப்பதன் அதிகரிப்பதோடு, பூமியின் மேற்பரப்பிற்கு அருகிலிருக்கும் காற்றானது பூரித நிலையை அடைகிறது. பூமியானது மேலும் குளிர்ச்சியடையும் போது அதன்மேல் நிலவும் காற்றின் வெப்பநிலை குறைக்கப்பட்டு, அது சீக்கிரத்திலேயே பனி நீர்ப்படிவு நிலை (பனிநிலை-Dew point) அல்லது பூரித நிலையை அடைகிறது. பொதுவாக எல்லாத் திடப்பொருள்களும் அவற்றின் மேற்பரப்பில் நிலவும் காற்றைவிடச் சிறந்த கதிர் வீசிகளாயிருப்பதால் (Better radiators) அவை வெப்பத்தை, காற்றைவிட அதிக விரைவில் இழக்கின்றன. ஆகவே, இவற்றின் வெப்பநிலை தாழும் என்ற போதிலும், காற்று, பனிநிலையை அடையுமுன் மேற்சொன்ன பொருள்களானவை பனிநிலைக்கும் குறைவான வெப்பநிலையை அடைந்துவிடும். இவ்வாறு திடப்பொருள்களின் வெப்பநிலை அவற்றின் மீதுள்ள காற்றின் வெப்பநிலையைக் காட்டிலும் குறைவாக இருந்தால், பூமியின் பரப்போடு தொடர்புள்ள அக்காற்றை உடனடியாகக் குளிர்ச்சியடையச் செய்கிறது. பனிநிலை அடையப் பெறுவதால் காற்றிலுள்ள அதிகப்படியான ஈரமானது திரவமாகித் திடப்பொருள்களின்மீது சிறுபனி நீர்த்திவலைகளாகப் படிகின்றன. ஆனால், பூமிக்குமேல் உள்ள காற்றில் திரவமாதல் ஏற்படுவதில்லை.

முன்பே கூறியபடி, நீராவியாவதற்கும், திரவமாவதற்கும் பனிநிலையானது 32° பாரன்ஹீட்டுக்கு மேலிருக்கவேண்டும். 1818

ஆம் ஆண்டு டாக்டர் வெல்ஸ் (Wells) என்பவர் பனி உண்டா வதைப்பற்றி விவரித்துள்ளார். நீராவி, பனித்துளிகளாக சூரிய அஸ்தமனத்தின்போது ஏற்கெனவே காற்றில் இருந்ததாக நம்பப் பட்டது. பின்பு அட்கேன் (Aitken) என்பவர் தாம் கண்டவற்றி லிருந்தும், பரிசோதனைகளின் மூலமும் நிருபித்தது வருமாறு: 'பனியாகப் படிந்த நீராவியில் பெருமளவு ஈரமான பூமியின் தந்துகிக்கிரியையினுல் (Capillary action) எழுகின்றது'' அடிக்கடி திடப்பொருள்களின் மேற்பரப்புக்களிலிருப்பதைக் காட்டிலும், அவற்றின் கீழ் முகங்களிலேயே மிக அதிக அளவில் அதிகமாகப் பனிப்படிவு ஏற்படுவது தெரிந்ததே. இவ்வாறிருக்கையில் பனி வீழ்கிறதென்று சொல்வது தவறாகும். ஆனல், பனி படியுமிடத்தில் ஆவி திரவமாகிறது என்று சொல்வது பொருந்தும்.

பனி தோன்றுவதற்குத் தேவையான நிபந்தனைகள் :—(1) காற்றில் நீராவி இருத்தல் வேண்டும். (2) மேகமில்லாத நிர்மல மான விண்ணுடன் கூடிய நீண்ட அமைதியான இரவு இருத்தல் வேண்டும். இந்நிலை கதிர்வீசலின் மூலம் பூமி வெப்பத்தை இழக்கும் நிகழ்ச்சியைத் துரிதப்படுத்துகிறது. மேலும், பூமியின் மீதுள்ள திடப்பொருள்களின் வெப்பநிலையைப் பனிநிலைக்கும் குறைவாகத் தாழ்த்துவதற்கு ஏதுவாகிறது. இது பனிப்படிவுக்கு இன்றியமையாததாகும். காற்றில் நீராவியின் அளவு அதிக மாகவும், பூமியின் வெப்பநிலை குறைவாகவும் ஆக ஆக பனியும் அதிக அளவில் படியும். (3) (காற்று அசைவற்றதாயிருத்தலோ அல்லது ஏறக்குறைய அந்நிலையோ காணப்படவேண்டும்) ஏனெனில் (காற்றோட்டமுள்ள இரவு மேற்பரப்பு குளிர்ச்சியடை வதற்கு ஏற்றதல்ல.) அதிக அளவில் காற்றுக் கலப்பு ஏற்பட்டு, பூமியின் மேலுள்ள காற்றைப் பனிநிலை அடைய ஏதுவாக இல் லாமல் அதிக நேரம் அதை மேற்பரப்பில் தங்குவதைத் தடை செய்கிறது. தவிர, குளிர்ச்சியானது அதிக அளவுக் காற்றில் பகிர்ந்துகொள்ளப்படுகிறது. இந்நிலை, காற்று பனிநிலை அடை வதற்குத் தடையாக இருக்கலாம். ஆகவே பலமான காற்றோட்ட மானது பனித் தோற்றத்துக்கு இடையூருக உள்ளது. வெப்ப மிகுந்த பகல், அதைத் தொடர்ந்துவரும் இரவில் பனிதோன்ற ஏதுவான நிலையாகும். ஏனெனில் வெப்பமிகுந்த நாளில் நீர் ஆவியாதல் அதிகம் நடைபெறுவதால் காற்றில் நீராவியின் அளவு அதிகரிக்கிறது. இரவில் நிலத்தின் மேற்பரப்போ புல்தரையோ அதன்மேலுள்ள காற்றைவிடக் குளிர்ச்சியாக இருப்பதோடு அக் காற்ருனது கதிர்வீசல் முறையில் குளிர்ச்சி செய்யப்படவேண்டும். தவிர, மேற்பரப்பின் கீழ்த்தளமானது மேற்பரப்பைக் காட்டிலும் அதிக வெப்பமாயிருத்தல் வேண்டும். இலையுதிர் பருவத்தில்,

ஏற்படும் அதிகப் பனிக்குக் காரணத்தை இது விளக்குகிறது. கோடையின் விளைவாகப் பகல் நேரத்தின் அதிக வெப்பத்தால் பூமியானது வெப்பம் மிகுந்திருந்த போதிலும், மேற்பரப்பானது கதிர் வீசல் முறையில் வெப்பத்தை இழந்து குளிர்ச்சியடைவதற்கேற்ற வகையில் இரவு நேரங்கள் நீண்டு காணப்படுகின்றன. இறுதியாகப் பனித் தோற்றத்திற்கு மிக ஏதுவாக உள்ள நிபந்தனை வருமாறு: எதிர்ச் சூறுவளி வானிலையின் நிர்மலமான ஆகாயமும், அமைதியும் ஆகும். இவ்வகையான வானிலையின் கீழ் பனி அடிக்கடி தோன்றுகிறது. ஈரம் மிகுந்த அயன மண்டலங்களில் பனிப்படிவு அடிக்கடி விடாது ஏற்பட்டபோதிலும், அங்கு ஏற்படும் மழைப்பொழிவுடன் ஒப்பிட்டுப் பார்க்கையில் பனியின் அளவு மிகக் குறைவாகும். மிதவெப்ப மண்டலங்களில் பனியினால் கிடைக்கப் பெறும் தண்ணீர் மிகக் குறைவாகவிருந்தபோதிலும் வறண்ட காலத்தில் நீராவிப் போக்கைத் தடுப்பதன்மூலம் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கும், அதன் விளைவாகத் தாவரங்களுக்கும் ஈரத்தைக் கொடுத்துத் தாவர வாழ்க்கைக்கு உதவி புரிகிறது.

உறைந்து படிந்த பனி

உறைந்து படிந்த பனி (Hoar frost) என்பது புல்தரை மீதும் மரக்கிளைகள், சுள்ளிகளின் மீதும் படிந்துள்ள வெண் பனிப் படிகங்களின் இலேசான படிவாகும். காற்றின் பனி நிலை உறைநிலையைக் காட்டிலும் தாழ்வாக இருக்கும்போது நீராவி வாயு ரூபத்திலிருந்து இடையிலுள்ள திரவநிலையை அடையாமல் நேராகத் திடரூபத்தை அடைகிறது. இதன் விளைவாகப் பனிப்படிகங்கள் தோன்றுகின்றன. இதுவே உறைபனி அல்லது உறைந்து படிந்த பனி (Frost or Hoar Frost) என்று சொல்லப்படுகிறது. உறைநிலை என்பது உறைந்த பனி இல்லை. இளவேனிற் காலத்தில் பூமியின் மேற்பரப்பிற்குக் கீழ்ச் சிறிது தொலைவிற்குப் பூமியானது குளிர்ச்சியாக இருப்பதன் காரணமாக ஆவியாதல் மெதுவாக நடைபெறுவதுடன், நீராவியும் தடைபடாமல் எழும்புவதில்லை. ஆகவே பூமியின் மேற்பரப்புக்கு அடுத்தாற்போல் உள்ள காற்றின் நீராவியின் அளவு குறைவாகும். பனி நிலை அடைவதன் பொருட்டு மேற்பரப்பிலுள்ள புல், மற்றும் இதர திடப்பொருள்களின் வெப்பநிலை அதிகம் தாழ்த்தப்பட்டு அவை குளிர்ச்சி செய்யப்படவேண்டும். இவ்வாறான சூழ்நிலைகளின் கீழ் பனிநிலை, 32 டிகிரி பாரன்ஹீட்டுக்கும் தாழ்வாக இருக்குமேயானால் இதன் விளைவாக உறைபடிபனி தோன்றுகிறது. அவ்வுறைபடிப்பனி மேல் அட்சரேகைகளில் குளிர்காலத்தில் சாதாரணமாகக் காணப்படுகிறது. நடு அட்சரேகைகளிலும்

இந்நிகழ்ச்சி அரிதல்ல. உறைநிலை தோன்றுவதற்கான நிபந்தனைகள் பனி தோன்றுதலுக்கான நிபந்தனைகளை யொத்ததே. (1) முகில்கள் இல்லாத நிர்மலமான ஆகாயம், (2) குளிர்ந்த இரவுகள், (3) பலமற்ற காற்றோட்டமில்லாத இரவு ஆகிய நிபந்தனைகள் உறைபனிப் படிவுக்கு இன்றியமையாதவை. ஆனால், அது அடிக்கடி ஏற்படுவது தலவிவரத்தின் இயல்பைப் பொறுத்ததாகும். மேடு பள்ளம் அதிகம் நிறைந்த மேற்பரப்பிலும் மலைப்பாங்கான இடங்களிலும் உறைபடிபனி எளிதில் தோன்றுகிறது. மேட்டு நிலத்திலும், குன்றுகளின் உச்சியிலும் உள்ள காற்று, பள்ளத்திலும் பள்ளத்தாக்குகளிலும் உள்ள காற்றைவிட விரைவாகக் குளிர்ச்சியடைகிறது. குளிர்ச்சி மிகுந்த கனமான காற்று சரிவான பரப்புகளின் வழியாகவும், மலைச்சரிவுகள் வழியாகவும், பள்ளங்களிலும் பள்ளத்தாக்குகளினுள்ளும் வடிந்து, அவ்விடங்களில் தேங்குகிறது. இக்குளிர் காற்றுத் தேக்கங்கள், பொதுக்காற்றுத் தொகுதியைக் காட்டிலும் குளிர்ச்சியாக இருப்பதன் விளைவாக வெப்பக் கிரம மாறுகை (Temperature inversion) ஏற்படுவது ஆகிய இவையெல்லாம் உறைபனி வளர்ச்சிக்கு உதவிபுரிகின்றன. இதன் காரணமாக உறைபனி, குன்று உச்சிகளிலிருந்து பள்ளத்தாக்குகளை நோக்கிப் போகப் போக அதிகமாகக் காணப்படுகிறது. முன்பே கூறப்பட்டது போல், (வெப்பநிலைக் கிரமமாறுகை என்னும் தலைப்பைக்காண்க) உறைபனியானது ஒரு தலத்திற்குரிய முக்கிய விளைபொருள்களை அழிக்குமாதலால், அடிக்கடி உறைபனி ஏற்படும் பகுதிகளில் குடியானவர்கள் பயிர்களுக்கும் அழிவு ஏற்படுவதைத் தடுக்கப் போதுமான முன்னெச்சரிக்கையுடன் இருக்கிறார்கள்.

ரைம் (Rime) என்பது மரக்குச்சிகள், மற்றும் அதுபோன்ற பொருள்களின் மீது காணப்படுகின்ற வெண்பனிப் படிகங்களின் இலேசான படிவமாகும் (feathery deposit of ice crystals). இது உறைபடிப்பனியைக் காட்டிலும் அதிக அளவில் ஏற்படும் படிவாகும். இது தோன்றுவதற்குக் காற்றோட்டம் அவசியமாக வேண்டும். இது நிர்மலமான சூழ்நிலையில் தோன்றுவதைக் காட்டிலும், மூடுபனியில் அதிக அளவில் தோன்றுகிறது. உறைபடிப்பனிக்குத் தேவையானது போலல்லாமல் ரைம் (Rime) தோன்றுவதற்குக் காற்றும், அதிகக் குளிர்ச்சி செய்யப்பட்ட அதன் நீர்த்திவலைகளும் உறை நிலைக்குத் தாழ்வாக இருத்தல் வேண்டும்.

உறைநிலை (frost). உறைபடிப்பனி (hoar frost). ரைம் (Rime), படிந்து உறைந்த பனி (Glazed frost) ஆகியவை

யெல்லாம் உறைந்த மழை என்று கென்ட்ருவால் (Kendrew) கருதப்படுகிறது.

பூமியின் மேற்பரப்பின் மேல் ஏற்படும் திரவமாதல். (Condensation above Surface)

ஏற்கெனவே கூறியதுபோல் ஈரங்காட்டிகள் (hygrometers) காற்றிலுள்ள நீராவியின் திரவமாதல் அல்லது பதங்கமாதலின் விளைவாக ஏற்படுகின்றன. திரவமாதல் காற்று குளிர்ச்சி அடைதலின் விளைவாகும். திரவமாதல் பல உருவங்களில் வெளிப்படுத்தப்படுகிறது. இவை பின்வரும் அம்சங்களைப் பொறுத்து மாறுபடுகிறது. அவையாவன: (1) காற்றிலுள்ள நீராவியின் அளவில் காணும் வேறுபாடு. (2) காற்றின் இயக்கமும் அதனால் ஏற்படும் காற்றுக் கலப்பும். (3) காற்றின் வெப்பநிலையும், அது குளிர்ச்சியடையும் வீதமும் ஆகியவை ஆகும்.

திடப் பரப்புகளின் மீது ஏற்படும் திரவமாதலைப் பற்றியும் அவற்றின் வகைகளைப் பற்றியும் இதுகாறும் பார்த்தோம். தடைபடாதகாற்றில் ஏற்படும் திரவமாதலின் மற்ற வகைகளைப் பற்றி ஈண்டுக் கவனிப்போம். காற்றினுடைய வெப்பநிலை, தன் வெப்பத்தைக் குளிர்ச்சியான பூமிக்கோ, இரவு நேரத்தில் ஆகாயத்திற்கோ கதிர் வீசுதல் மூலம் இழப்பதால், அதன் வெப்பநிலை எல்லா இடங்களிலும் பனி நிலைக்கும் கீழ் தாழ்த்தப்படுகிறது. இதனால் காற்றிலேயே திரவமாதல் ஏற்பட்டு, சிறு நீர்த்திவலைகள் தோன்றுகின்றன. இந்நீர்த்திவலைகள் மேற்பரப்பிற்கருகிலும், அதிக உயரத்திலும் காற்றில் வெகு நேரம் மிதந்து, பூமியின் மேற்பரப்பிற்கருகில் மூடு பனியும் அல்லது அடர்ந்த மூடுபனியும் (mist or Fog), வளிமண்டலத்தில் அதிக உயரத்தில் மேகமும் உண்டாகின்றன. இனி, மேற்சொல்லப்பட்ட திரவமாதலின் வகைகளைப் பற்றி விளக்கமாகக் காண்போம்.

புகைப்பனி (Smog), ஆகாயமங்கல் (Haze), மூடுபனி (Mist), அடர்ந்த மூடுபனி (Fog)

அடர்ந்த மூடுபனியைத் திட்டமாக வரையறுப்பது மிகக் கடினம். அடர்ந்த மூடுபனி என்பது 'பூமியின் மேற்பரப்பினுடன் தொடர்புள்ள ஒரு மேகம்' என்று சி. எப். ப்ருக்ஸ் (C.F. Brooks) என்பவர் எளிய முறையில் வரையறுத்துள்ளார். பன்னாட்டு வரையறுப்பின்படி அடர்ந்த மூடுபனி பின் வருமாறு வரையறுக்கப் பட்டுள்ளது. மிக நுண்ணிய நீர்த்திவலைகள் அல்லது பனிப்படிகங்களுடன் கூடியதும், பார்ப்பவர்களைச் சூழ்ந்து கொண்டு

1,000 மீட்டர் அல்லது அதற்குச் சற்றுக் குறைவான (1 கிலோ மீட்டருக்குக் குறைவு) தூரத்திற்குக் கிடையாக ஏற்படும் தோற்றத் தெளிவைத் (horizontal visibility) தடை செய்யக் கூடியதுமான மேகம் என்று சொல்லப்படுகிறது. தோற்றத் தெளிவு தூரம் 1,000 மீட்டருக்கு அதிகமாக இருந்தால், அது மூடுபனி என்று சொல்லப்படுகிறது.

மிக நுண்ணியதாயுள்ள அடர்ந்த மூடுபனித்துளிகள் 1 மி.மீ. முதல் ·01 மில்லி மீட்டர் வரை விட்டத்தில் மாறுபடுகின்றன. அதே மூடுபனியில் பல தரப்பட்ட வெவ்வேறு அளவுள்ள பனித் திவலைகள் காணப்படுகின்றன. அவை சாதாரணமாக உறை நிலைக்குக் குறைவான 20° பாரன்ஹீட் போன்ற மிகத் தாழ்ந்த வெப்ப நிலையோடு கூடிய அதிகக் குளிர்ச்சியடைந்த திரவ நிலையில் (supercooled liquid state) காணப்படுகின்றன. இது போன்ற அதி குளிர்ச்சியடைந்த நீர்த்துளிகளைக் கொண்ட மூடு பனியானது, தன் வழியாகச் செல்லும் வானவூர்திகளைப் (Aircraft) பனியால் மறைத்து, அதன் ஓரங்களில் சிறு சிறு பனிக்கட்டிகளைப் படியச் செய்கிறது.

மூடுபனி தோன்றுவதில் நடைபெறும் குளிர்ச்சியடையும் முறைகளைப்பற்றி விவரிக்கும்முன் இத்துடன் தொடர்புள்ள புகை, ஆகாய மங்கல் ஆகிய நிகழ்ச்சிகள் கருதப்படவேண்டும். சீரற்ற தகனத்தின் விளைவாக ஏற்படும் பொருள்கள் வளிமண்டலத்தை அசுத்தப்படுத்துவதே புகை எனக் கருதப்படுகிறது. புகை என்பது மிக நுண்ணிய கரித் தூள்களைக் கொண்டது. தொழிற் சாலைகள் நிறைந்துள்ள இடங்களில் காற்றில் கரித்தூளும், தூசியும் நிறைந்திருக்கும். சிறப்பாக, இப் புகைத் துணுக்குக்கள் எண் ணற்ற ஈரமுறுஞ்சும் அணுக்கருக்களாக இருப்பதுடன், மூடுபனித் தோற்றத்துக்கு அனுகூலமாயுமிருக்கின்றன. இதற்குக் காரணம் யாதெனில், ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல அணுக்கருக்களைச் சூழ்ந்துள்ள காற்று பூரித நிலையை அடையுமுன்பே திரவமாதல் நடைபெறுவதாகும். நிலையான அசைவற்ற எதிர்ச் சூறுவளி நிலைமைகளின்போது வளிமண்டலத்தில் சேர்க்கப்பட்ட புகை, தூசி ஆகியவை வளிமண்டலக் கீழ்ப்படுகைகளிலேயே காணப் படுகின்றன. சில வேளைகளில் மேற்பரப்புக்கு அருகில் செறிந்து காணப்படும். மேற்சொன்ன புகை, தூசித் துணுக்குகள், நீரின் கூறுகளைப்போல் முக்கியம் வாய்ந்ததாக உள்ளன. புகையும் பனியும் சேர்ந்த சேர்க்கையே புகைப்பனி என்று சொல்லப்படு கிறது. மொத்தத்தில் பார்க்கையில், அடர்ந்த மூடுபனி தோன்றும் போது வெண்மையாகவே தோன்றுகிறது. ஆனால், புகை அதைக்

கறுப்பாகச் செய்து பொருள்கள் நன்கு புலப்படும் தன்மையைக் குறைக்கிறது. தொழிற்சாலைகளுக்கு அருகில் மூடுபனியானது பழுப்பான சாம்பல் நிறமாகவோ, மஞ்சள் நிறமாகவோ காணப்படுகிறது. லண்டன் மாநகரத்துப் பெயர் பெற்ற புகைப் பனி மற்றும் இதர நகரங்களில் தோன்றும் பனியை எடுத்துக் காட்டுக்களாக இங்கே கூறலாம்.

ஆகாய மங்கல் :

உணர்வதற்கோ, சாதாரணமாகப் பார்க்கவோ இயலாது இருக்கும் தூசி, புகை அல்லது உப்புப் போன்ற பொருள்களின் மிக நுண்ணிய பகுதிகள் காற்றில் நிரம்பியுள்ளன. இவை வளிமண்டலத்திற்கு மங்கலான தோற்றத்தைக் கொடுக்கின்றன. இச் சமயத்தில் காற்று குளிர்ச்சியடைவதால் ஒப்பீரப்பதன் அதிகரிக்கப்படுகிறது. இதுவே ஈரமான ஆகாயமங்கல் எனச் சொல்லப்படுகிறது. (Moist Haze). மூடுபனியிலிருப்பதைக் காட்டிலும் ஆகாயமங்கலில் நீர்த்திவலைகள் அளவில் சிறியனவாயும், எண்ணிக்கையில், குறைவாயுமுள்ளன. ஒப்பீரப்பதன் குறைவாயிருக்கும்போது, தூசிப் பகுதிகள் வறண்டுள்ளன. இதற்கு வறண்ட ஆகாய மங்கல் (Dry Haze) என்று பெயர் சொல்லப்படுகிறது. ஆகாய மங்கலில் $\frac{1}{2}$ மைல் தூரத்திற்குள், அருகிலுள்ள பொருள்கள் இன்னதென்று புரியாமலிருக்கும் நிலையில் புலப்படுகின்றன. ஆனால், தொலைவிலுள்ள பொருள்கள் ஒளி மங்கிச் சிறிது சிறிதாக மறைகின்றன. ஆகாய மங்கலானது, நிலத் தோற்றத்தின்மீது ஒரே சீரான திரையை விரித்து அதன் வண்ணங்களையும் மங்கச் செய்கிறது. பின்னணி நிலைக்களம் (Background) இருட்டாக இருக்கும்போது, மேலே கூறப்பட்ட திரையானது நீல வண்ணமாகவும், இலேசான ஒளியுடன் கூடிய பின்னணியில் அழுக்கு மஞ்சள் நிறமாகவும் காணப்படுகிறது.

FOG

மூடுபனி: காற்று மேலும் குளிர்ச்சியடைந்தால் ஒப்பீரப்பதன் அதிகரித்து ஆகாய மங்கலானது அடர்ந்து மூடுபனியாக மாறுபடுகிறது. மூடுபனியில் இருக்கும் நீர்த்திவலைகள் மிகச் சிறியவையாயும் ஒன்றுக்கொன்று அதிகமாக விலகியும் இருப்பதால், அது ஈர உணர்வைக் கொடுப்பதில்லை. இது இலேசான மூடுபனியாகும். அடர்ந்த மூடுபனி, ஆகாய மங்கல், ஆகியவற்றுக்கும், இலேசான மூடுபனிக்குமுள்ள வேறுபாடு யாதெனில், இறுதியில் சொல்லப்பட்டது சாம்பல் நிறமாகத் தோன்றுகிறது. ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல் பொருள்கள் புலப்படுந் தன்மை ஒரு கிலோ மீட்டர் தூரத்திற்கும் அதிகமாயிருத்தல் வேண்டும். காற்று மேலும் குளிர்ச்சியடையும்போது ஒப்பீரப்பதன் ஈமார்

90 சதவிகிதத்திற்கு அதிகரித்து, இலேசான மூடுபனியானது அடர்ந்து, அடர்ந்த மூடுபனியாக மாறுகிறது. தூசி, மற்றும் இதர பொருள் நிறைந்த காற்றில் அடர்ந்த மூடுபனித் தோற்ற மானது ஒரு நிலையிலிருந்து மற்றொரு நிலைக்கு மாறுதல் கிரமமாக நடைபெறுகிறது என்று கவனிக்கப்பட்டுள்ளது. வறண்ட ஆகாய மங்கலிலிருந்து இலேசான மூடுபனியாகவும், பின்பு அடர்ந்த மூடுபனியாகவும் பரிணமிக்கிறது. இப்போக்கில் ஒப்பீரப்பதன் 100 சதவிகிதத்தை அடையாமலிருக்கும்போது அடர்ந்த மூடு பனி தோன்றுகிறது.

அடர்ந்த மூடுபனித் தோற்றத்தின் பௌதிக இயல்
(Physics of Fog Formation)

அடர்ந்த மூடுபனியென்பது பூமிக்கு வெகு அருகில், உள்ள அடுக்கு மேகம் அல்லது படிவு மேகமே (Stratus cloud) யாதலால், அதன் தோற்றத்திற்குரிய பௌதிகப் போக்கானது சரியானமேகத் தோற்றத்தின் பௌதிகப் போக்கிலிருந்து அதிக வேறுபாடு இல் லாமல் இருத்தல் வேண்டும். அதுவே இயல்பும் ஆகும். பெரும் பாலும் கதிர்வீசல், கடத்தல், வெப்பக் குளிர்காற்றுத் தொகுதி களின் கலப்பு (அதாவது வெப்பச் சலனம்) ஆகிய முறைகளால் காற்று குளிர்ச்சியடைவதன் விளைவாக மூடுபனியின் தோற்றம் ஏற்படுகிறது. காற்று குளிர்ச்சியடையும் முறையில் அதிக உயரத்தில் மேகங்கள் தோன்றுவதற்குக் காரணமாயுள்ள அதன் மேலெழுப்பம் (Ascent), அதன் விளைவாக ஏற்படும் விரிவடைதல் ஆகியவை இங்கு இடம் பெறுவதில்லை. ஏற்கெனவே கூறப் பட்டதுபோல் அதிக ஈரத்தைக் கொண்ட காற்றுத் தொகுதிகள் பூமியின் மேற்பரப்பிற்கு அருகில் குளிர்ச்சியடைவிக்கப்படுவதால் மூடுபனி தோன்றுகிறது. இவ்வாறு காற்று குளிர்ச்சியடை வதற்குக் காரணம் வெப்பநிலையானது பனிநிலைக்கும் கீழ் தாழ்த் தப்படுவதாகும். சில சமயங்களில் பனி நிலையும், காற்றின் உண்மையான வெப்பநிலையும் சமமாகும்வரை, நீராவியாதலின் மூலம் காற்றில் நீராவி சேர்க்கப்படும்போது, அடர்ந்த மூடுபனி தோன்றக்கூடும்.

அடர்ந்த மூடுபனித் தோற்றத்திற்கு இன்றியமையாதிருக்கும் பூரித நிலையை அடையும் போக்கில் மேலோங்கி நிற்கும் நிகழ்ச்சி களைப் பொறுத்து மூடுபனித் தோற்றத்தில் முக்கியமான இரு பிரிவு களும், சில உப பிரிவுகளும் இருப்பதாக அறியப்பட்டுள்ளன.

அவையாவன :

I. வளிப்பகுதிக்குரிய அடர்ந்த மூடுபனி (Air moss fog)

II. ஆவியாதல் அடர்ந்த மூடுபனி (Evaporation fog)

I. வளிப்பகுதிக்குரிய அடர்ந்த மூடுபனி :

இதை இரண்டு வகையாகப் பிரிக்கலாம். (a) கதிர் வீசல் மூடுபனி (Radiation Fog) (b) கிடைப்பரவல் மூடுபனி (Advection fog)

கதிர் வீசல் மூடுபனி

இது இருவகைப்படும். (1) பூமிக்கு அருகில் காணப்படும் கதிர் வீசல் மூடுபனி (2) உயரத்தில் காணப்படும் வெப்பக் கிரம மாறுகை மூடுபனி (inversionfog) என்பன.

(1) பூமிக்கு அருகில் ஏற்படும் கதிர் வீசல் மூடுபனி :

குளிர்ந்த நிலப்பரப்பின் மீது நிலவும் அதிக ஈரத்துடன் கூடிய வளிப்பகுதிகள் கதிர் வீசல், கடத்தல் ஆகிய எளிய முறைகளில் குளிர்ச்சி செய்யப்படுவதன் விளைவாக இத்தகைய கதிர் வீசல் மூடுபனி தோன்றுகிறது. இதன் தோற்றத்துக்கு அனுகூலமாக உள்ள நிலைமைகள் வருமாறு: (1) மூடுபனித் தோற்றத்துக்கு முன்பாக மழைப்பொழிவுடன் கூடிய மேக மூட்டமான நிலை. காற்றானது அதிகமாக வெப்பமும், வறட்சியும் அடைவதைத் தடை செய்கிறது. அதிக மழைப் பொழிவானது காற்றின் ஈரப்பதனை அதிகரித்து, இவ்விதத்தில் அடர்ந்த மூடுபனித் தோற்றத்துக்கு உதவுகிறது. (2) பூமியின் மேற்பரப்பில் காற்று வடிதலினால், பள்ளங்களிலும் பள்ளத்தாக்குகளிலும் ஒன்று திரட்டப்பட்டுள்ள குளிர்ந்த காற்றுத் தேக்கங்களுடன் கூடிய வெப்பக் கிரம மாறுகை, மூடுபனி மேலெழும்புவதைத் தடைசெய்ய இன்றியமையாததாய் உள்ளது. (3) காற்று முற்றிலும் அமைதியில்லாமல் இலேசாக இயங்கிக் கொண்டிருத்தல் வேண்டும். மேடுபள்ளமாயுள்ள தரை மீது காற்றுக் கலப்பையும் குழப்பத்தையும் விளைவிக்க இலேசாக இயங்கும் காற்று போதுமானதாக இருப்பதுடன், மிதமான அடர்த்தியுள்ள மூடுபனித்தோற்றத்துக்கு அனுகூலமாயுள்ளது. காற்றின் இயங்கு வேகம் மணிக்குச் சுமார் 6 மைல்களுக்கு அதிகமாயிருந்தால், அது கீழ்நோக்கி வெப்பத்தை எடுத்துச் செல்வதால், வெப்பக் கிரமமாறுகை ஏற்படுவதைத் தடைசெய்கிறது. (4) மேகமூட்டமான பகலைத் தொடர்ந்து நிர்மலமான ஆகாயத்துடன் கூடிய இரவு இன்றியமையாததாகும். ஏனெனில், அந்நிலையில் காற்றும், பூமியும் கதிர் வீசல் முறையில் விரைவில் குளிர்ச்சியடைகின்றன. மூடுபனித் தோற்றத்துக்குக் காற்று

குளிர்ச்சியடைய வேண்டியது மிக அவசியமென முன்பே கூறப்பட்டது. இவ்வகையைச் சேர்ந்த மூடுபனி அதிகமான உயரங்களுக்குப் பரவுவதில்லையாதலால், இதற்குத் தரை மூடுபனி (ground fog) எனப்பெயர் வழங்குகிறது. இது புவி ஈர்ப்பு விசையினால் ஏற்படும் காற்று வடிதலினால் பள்ளங்களிலும் பள்ளத்தாக்குகளிலும் பெரும்பாலும் தேங்கிக் காணப்படுகிறது. இக்காரணத்தாலேயே ஒரு பிரதேசத்தில் மலைச்சரிவுகளும் மேட்டு நிலங்களும் தெளிவாகக் காணப்படும் நேரத்தில், அருகிலுள்ள தாழ்வான நிலப்பகுதிகளும், பள்ளத்தாக்குகளும் வெண்புகை படர்ந்து காட்சியளிக்கின்றன. (முதல் இயலில் வெப்ப நிலைக் கிரம மாறுகை என்னும் தலைப்பின் கீழ் பார்க்க)

கதிர் வீசல் மூடுபனியானது அதிக நேரத்திற்கு நிலைக்காதிருப்பதுடன் தினசரிக் கால அளவைக் (diurnal periodicity) கொண்டதாகும். இத்தகைய மூடுபனியானது கீழிருந்து மேல் நோக்கிப் பரவுகிறது. விடியற்கால நேரங்களில் இது தீவிர மிகுந்து காணப்படுகிறது. ஆதவனின் உதயத்திற்குப் பின், பனி மறைந்து விடுகிறது. ஏனெனில், இச்சமயத்தில் வெப்பக் கிரமமாறுகை அறவே ஒழிக்கப்படுவதுடன் நீர்த்திவலைகள் ஆவியாகிவிடுகின்றன. பெரிய நகரங்களில் இத்தகைய மூடுபனி அடர்ந்து காணப்படும். ஏனெனில், இவ்விடங்களில் பூமிக்கு அருகில் புகை, மற்றும் தூசிப் பகுதிகள் நிறைந்திருப்பதால், இவை திரவமாதலுக்கான சிற்றணுக்கருக்களாகத் திகழ்கின்றன. முதலில் இலேசான மூடுபனி தோன்றி முடிவில் அடர்ந்த மூடுபனியாக உருவாகிறது. இவ்வாறு அடர்த்தி மிகுந்த மூடுபனியினூடே பனியைக் கலைக்கக் கூடிய (dissipate) சூரிய ஒளி புக முடியாது. இத்தகைய தரை மூடுபனி வானப் போக்குவரவுக்கு ஆபத்தை விளைவிக்கக் கூடியது. முக்கியமாக விமான நிலையங்களுக்கு அருகில் மூடுபனி நிலவும் சமயங்களில் ஆபத்து அதிகம்.

(2) அதிக உயரங்களில் ஏற்படும் வெப்பக் கிரமமாறுகை மூடுபனி:

பூமியிலிருந்து சுமார் 300 அடி முதல் 2,000 அடி வரையுள்ள உயரத்தில், குளிர்ந்த காற்றுக்கும், வெப்பமான வறண்ட காற்றுக்கும் இடையேயுள்ள எல்லையில் வெப்பக் கிரமமாறுகை நிகழ்கிறது. இதன் விளைவாகப் பகல் நேரத்தில் குளிர்ந்த காற்றுப் படுகையின் மேல் வெப்பக் கிரமமாறுகை அடர்ந்த மூடுபனி தோன்றுகிறது. உண்மையில் இது அடுக்கு மேகமேயாகும். இரவு வேளையில் குளிர்ந்த காற்றானது கதிர் வீசல் மூலம் இன்னும் அதிகக் குளிர்ச்சியடைவதின் காரணமாகத் திரவமாதல் மேல் மட்டங்களிலிருந்து பூமியை நோக்கி ஏற்படுகிறது.

இதனால் பூமியின் மேற்பரப்பில் அதிக அடர்த்தியுள்ள அடர்ந்த மூடுபனி விளைகிறது. அதிக உயரத்தில் வெப்பக் கிரமமாறுகை மூடுபனித் தோற்றத்துக்குரிய நிலைமைகள், தரை மூடுபனிக்கான நிலைமைகளை யொத்திருந்த போதிலும், இதன் தோற்றத்திற்குக் காரணம், ஓர் இரவில் ஏற்படும் கதிர் வீசல் மட்டுமல்லாமல் பல இரவுகளின் கதிர் வீசலாகும். துருவக் கடல் வளிப்பகுதி வட அட்லாண்டிக் பகுதியின் மீது வீசி, ஐரோப்பியப் பகுதியில் தேங்கும்போது, இத்தகைய உயரத்தில் ஏற்படும் வெப்பக் கிரம மாறுகை மூடுபனி ஐரோப்பாவில் காணப்படுகிறது. இவ் வகையைச் சேர்ந்த மூடுபனியானது இரவில் பூமியை அடைந்து, பல நாட்களுக்கு இரவும் பகலும் நீடிக்கிறது. இந்நிலை ஆகாயப் போக்கு வரவுக்கு ஆபத்தை விளைவிக்கக் கூடியதாகையால், மூடுபனி கரைந்து மறையும் வரை ஆகாயப் போக்கு வரவு நிறுத்தி வைக்கப்படுகிறது. கலிபோர்னியாக் கடற்கரையருகில் உள்ள பள்ளத்தாக்குகளில் குளிர் காலத்திலே உயரத்திலேற்படும் இப்படிப் பட்ட அடர்ந்த மூடுபனி ஏற்படுகிறது.

(b) கிடைப்பரவல் மூடுபனி

ஈரம் மிகுந்த வெப்பக் காற்றானது குளிர்ந்த நிலப்பரப்பு அல்லது நீர்ப்பரப்பின் மீது இயங்கும்போது மேற்சொன்ன வகையைச் சார்ந்த மூடுபனி தோன்றுகிறது. இயக்கம் ஏற்படும்போது, காற்றானது, பூரித நிலைக்குக் குளிர்ச்சி செய்யப்படுகிறது. இவ்வாறு பூரித நிலையை அடைந்த காற்றுப் படுகையானது, குழப்பமான காற்றுக் கலப்பின் விளைவாக அதிக உயரங்களுக்கு வியாபிக்கிறது. இத்தகைய மூடுபனி மிதமான தீவிரமுடைய காற்று நிலவும்போது தோன்றுகிறது. மிதமான வலிமிகுந்த காற்றானது மூடுபனி இன்னும் அதிக அடர்த்தியாக வளர்ச்சியடையச் சாதகமா யுள்ளது. பெரும்பாலும் இந்நிலை மேகமூட்டமான வானிலை நிலவும்போது இரவிலோ, பகலிலோ ஏற்படுகிறது. கிடைப்பரவல் மூடுபனியானது நிலங்களின் மீது குளிர் காலத்தில் சாதாரண மாகக் காணப்படுகிறது. கிடை வெப்ப வேற்றுமைகள், கண்டப் பகுதிகளில், குளிர்காலத்தில் நன்கு குறிக்கப்படுகின்றன. கடல் பரப்புகளில் கோடை காலத்தில், கிடைவெப்ப வேற்றுமைகள் நன்கு தோன்றுவதால் இப்பரப்புக்களில் கிடைப்பரவல் மூடுபனி யானது கோடைக்காலத்தில் காணப்படுகிறது. மேலட்சரேகை களில் தண்ணீர், பனி உருகுவதன் விளைவாகக் குளிர்ச்சியாக வைக்கப்படுகிறது. கிடைப் பரவல் மூடுபனி வகையைச் சேர்ந்த ஒன்றாகிய கடல் மூடுபனி (The Sea fog) யானது, முற்றிலும் வேறு பட்ட வெப்ப நிலைகளையுடைய அடுத்தடுத்துள்ள நீர்பரப்புக்களில் ஏற்படுகிறது. நியூஃபௌண்ட் லண்ட் கடற்கரையருகே காணப்

படும் மூடுபனிக்கான மங்கலான வானிலையானது (foggy weather) வெப்பமான கல்ஃப் நீரோட்டத்திலிருந்து குளிர்ச்சி மிகுந்த லாப்ரடார் நீரோட்டத்தை நோக்கிக் காற்று இயங்குவதினுல் ஏற்படுவதாகும். இத்தகைய வானிலை கிரீன்லாந்திலிருந்து கிழக்கு நோக்கி ஐஸ்லாந்து, ஸ்பிட்ஸ்பர்ஜன் ஆகிய பகுதிகளில் காணப் படுகிறது. இப்பகுதிகளில் கடல்களில் மிகக் குறைந்த புலப்படு தன்மையின் காரணமாக, கப்பல் போக்குவரத்து அபாயகரமானது. அடிக்கடி மூடுபனி ஏற்படும் மற்ற பிரதேசங்கள், வடபசிபிக் கடலின் கிழக்குப் பகுதியிலுள்ள க்யூரைல் தீவுகளாகும். கடல் மூடுபனியானது சில மைல் தூரத்திற்கு உள்நாட்டுப் பகுதிகளுக்கு எடுத்துச் செல்லப்படக் கூடும். மேலும், இத்தகைய கடல் மூடு பனியானது குளிர்ந்த நீரோட்டங்களினுலோ, அதிக ஆழத்தி லிருந்து குளிர்ந்த நீரானது மேல் நோக்கிக் கிளப்பப்படுவதாலோ மேற்பரப்பிற்குக் கொண்டு வரப்பட்ட குளிர்ந்த நீர் நிலவும் கண்டங்களின் மேற்குக் கரையோரங்களில் காணப்படுகிறது.

எவ்விதங்களில், கிடை இயக்கம், கதிர் வீசல் ஆகிய இரு அம்சங்களுமே மூடுபனித் தோற்றத்துக்கான நிலைமைகளாக உளவோ, அவ்விடங்களில் தோன்றும் பனியானது கிடைப்பரவல் கதிர் வீசல் மூடுபனி (Advection Radiation fog) என வழங்கப்படு கிறது. இத்தகைய மூடுபனியானது, கடலைச் சார்ந்த நிலப்பகுதி களிலும், உள்நாட்டு நீர்ப்பரப்புக்களைச் சுற்றியும் காணப்படுகிறது. ஈரம் மிகுந்த அயனமண்டல வளிப்பகுதி வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் மிக அதிகமாயுள்ளதும், மேலட்ச ரேகைகளில் உள்ள பனியால் மூடப்பட்டதுமான உள்நாட்டுக் கண்டப்பகுதிகளின் மீது இயங் கும்போது மேற்சொல்லப்பட்ட அதே வகையைச் சேர்ந்த மற்ருெரு விதமான மூடுபனி தோன்றுகிறது. இத்தகைய மூடு பனியானது அதிகமான நிலப்பரப்பைக் கவர்ந்து கொள்கிறது.

மேல் சரிவு மூடுபனியானது (upslope fog) காற்று மலைச் சரிவின் மேலெழும்புவதால் வெப்பம் புகா முறையில் (adiabatic cooling) குளிர்ச்சியடைந்து பூரித நிலையடைதலின் விளைவால் ஏற்படுகிறது. இங்கு காற்று உறுதி நிலைமையிலிருப்பதுடன், காற்றின் ஒப்பீரப்பதன் மிக அதிகமாயிருத்தல் வேண்டும். வெப்பச் சலனத்தின் விளைவாக ஏற்படும் உறுதியில்லாத் தன்மை மேகங் களின் தோற்றத்துக்கு அடிப்படையாக அமைகிறது. மலைச்சரி வானது கதிர் வீசலினுல் குளிர்ச்சியடைவது, இவ்வகையைச் சேர்ந்த மூடுபனி தோன்றுவதற்கு உதவுகிறது.

நீராவி மூடுபனி (Evaporation or steam Fog)

மிகக் குளிர்ந்த உறுதியான நிலையிலுள்ள காற்று வெப்பமான நீர்ப்பரப்பின் மீது இயங்கும்போது, நீர் ஆவியாகி, மேற்பரப்புக்

காற்றில் நிரப்பப்படுகிறது. இந்த நீராவி குளிர்ந்த காற்றில் திரவமாகி, அதன் விளைவாக மூடு பனி தோன்றுகிறது. இந்த மூடுபனி நீர்ப்பரப்பின் மீதிருந்து ஆரம்பித்து மேல்நோக்கி வியாபிக்கிறது. இது நீரிலிருந்து மேலெழும்பும் நீராவியைப் போன்று தோன்றுவதால் இவ்வகை மூடுபனி நீராவி மூடுபனி (Steam fog) என வழங்கப்படுகிறது. உள்நாட்டு நீர்ப்பரப்புக்களின் மீதும், கடற்பரப்புக்களின் மீதும், சிறப்பாக மிகவும் குளிர்ந்த காற்றினால் மேலே மூடப்பட்டுள்ள ஆர்க்டிக் பிரதேசங்களின் திறந்த நீர்ப்பரப்புகளின்மீதும் இத்தகைய நீராவி மூடுபனி சாதாரணமாகக் காணப்படுகிறது. இவ்வகையைச் சேர்ந்த மூடு பனித் தோற்றத்தில் காற்றின் கிடைப்பரவல் (Advection) முக்கிய பங்கு கொண்டுள்ளது என்பது குறிப்பிடத் தக்கதாம். குளிர்ந்த காற்றுப் படுகையின் மேலாக உயரத்தில் நிலவும் வெப்பமான காற்றுப் படுகையிலிருந்து விழும் மழையினால் குளிர்ந்த காற்றுப் படுகையானது பூரித நிலையை அடைவதன் விளைவாக, நீராவி மூடுபனியின் மற்றொரு வகை தோன்றுகிறது. இது, விழும் மழையின் நீர்த்துளிகள், நீராவியாகிக் குளிர்ச்சி அடைவதினால் ஏற்படுகிறது. காற்று உறுதியில்லாத் தன்மையத்தாகவோ, மிதமான வலிமை மிகுந்ததாகவோ இருந்தால், ஈரம் மேல் நோக்கி எடுத்துச் செல்லப்படுவதின் விளைவாக மேகம் கீழ்மட்டங்களில் தோன்றுகிறது. காற்று உறுதி நிலையிலிருந்தும், இலேசானதாயும் இருந்தால், திரவமாக்கப்பட்ட நீரானது மேற்பரப்பிற் கருகில் உள்ளது. இதன் விளைவாக மூடுபனி தோன்றுகிறது. இத்தகைய மூடுபனி, வெப்பநிலையில் முற்றிலும் மாறுபட்ட வளிப் பகுதிக் கிடையில் உள்ள எல்லைகளுடன் நெருங்கிய தொடர்புள்ளது. இத்தகைய எல்லையை வளிமுகம் (Front) என்று சொல்லப்படுகிறது. இவ்விடத்தில் தோன்றும் மூடுபனி 'வளிமுக மூடுபனி' (Frontal Fog) என வழங்கப்படுகிறது.

மூடுபனியின் செயற்கைச் சிதறல்

(Artificial dissipation of Fog)

மூடுபனி எல்லாவிதமான போக்குவரத்தையும் தடைசெய்கிறது. முக்கியமாக இது ஆகாயப்போக்கு வரவுக்கு ஆபத்தை விளைவிக்கிறது. மூடுபனியில் விமானம் வந்திறங்கும்போது ஏற்படக்கூடிய விபத்துக்களை, மூடுபனியைச் செயற்கை முறையில் நீக்குவதன் மூலம் தவிர்க்கலாம் என்று சமீப காலத்தில் அறியப்பட்டுள்ளது. முன்னேற்ற மடைந்துள்ள

கலை நுட்பத்தினால், வருங்காலத்தில், மூடுபனியைச் சிதற விடாமலே விமானத்தை ஆபத்திற்கு உட்படுத்தாமல் கீழிறக்க இயலும். மூடுபனித் திவலைகளை ஆவியாக்குவதன் மூலமோ, காற்றிலிருந்து நீர்த்திவலைகளைப் பௌதிக நிலையில் நீக்குதல் மூலமோ, மூடுபனியை விலக்கக்கூடும். சோதனைகளின் மூலம் முடிவுசெய்யப்பட்ட பின் வரும் முறைகளினால் சில வரம்பிற்குட்பட்ட பகுதிகளில் மூடுபனி நீக்கப்படலாம்.

(1) நேர்முகமாக வெப்பத்தைச் செலுத்துதல்.

(2) ஈரமுறுஞ்சும் பொருள்களைக்கொண்டு காற்றை வறளச் செய்தல்.

(3) மின்னோட்டமுள்ள பொருள்களை மூடுபனியின் ஊடே செலுத்துதல்.

இம்முறைகளை நடைமுறையில் பயன்படுத்தும்போது செலவு அதிகமாகுமாதலால் மூடுபனி அதிகமாகவும், அடிக்கடியும், தீவிரமாயும் ஏற்படும் பகுதிகளில் மட்டுமே உபயோகிக்க இயலும். மேற்சொன்ன முறைகள் அடர்ந்த வெண்பனி, புகை, தூசி ஆகிய வற்றினால் ஏற்படும் குறைந்த புலப்படும் தன்மையை நீக்கப் பயன்படா.

மேலெழும்பும் காற்றோட்டமும். முகில்களின் தோற்றமும் மழைப்பொழிவும்

முகில்களின் தோற்றத்திற்கான பௌதிக நிகழ்ச்சியைப்பற்றிக் குறிப்பிடு முன், மழைப் பொழிவை ஏற்படுத்துவதற்கு முதல்படியான முகில் தோற்றத்திற்கு அடிப்படையாக அமையும் ஈரமிகுந்த வெம்மையான காற்றின் மேல் நோக்கிய எழுச்சியைக் கருதுவோம். இந்தச் சந்தர்ப்பத்தில் வெப்பம் புகா மாறுகைகளைப் பற்றிக் கூறி இருக்கும் பகுதியை (இயல்–2.) நினைவுபடுத்திக் கொள்வது அவசியம். அதாவது காற்று பூமியிலிருந்து மேல் நோக்கி எழும்பும்போதும், பூமியை நோக்கிக் கீழ் இறங்கும் போதும், அதன் வெப்பநிலையில் ஏற்படும் மாறுதல்களை இவ்விடத்தில் கவனிக்கவேண்டும்.

பூமியில் ஏற்படும் மழைப் பொழிவானது, காற்றுச் சுழல்கள் மேலெழும்பும்போது விரிவடைந்து குளிர்ச்சியடைவதால் ஏற்படுகிறதென்பது நாம் அறிந்ததே. அதிக அளவில் மழைப்பொழிவை

ஏற்படுத்த ஆதாரமாயுள்ள மேகங்களை, பெருமளவில் ஏற்படுத்தக் கூடியது மேற்சொன்ன நிகழ்ச்சியே ஆகும்.

காற்று விரிவடைவதன் காரணமாகக் குளிர்ச்சியடைதல் மூலம் பெருமளவில் மழைப்பொழிவு ஏற்படுவதால், இந் நிகழ்ச்சிக்கு அதன் செங்குத்தான இயக்கம் இன்றியமையாததாக உள்ளது. காற்றின் செங்குத்தான இயக்கத்தை முன்னேறச் செய்யும், அல்லது தடைசெய்யும் நிலைமை முக்கியமாகக் கவனிக்கப்பட வேண்டியதாகும். காற்று தன் உறுதியற்ற தன்மையினாலும், மிதக்கும். (buoyancy) தன்மையினாலும் தானாகவே மேலெழும்பு கிறது என்பது நாமறிந்ததே. மழைப்பொழிவிற்கான ஆதாரத்தை அறிந்து கொள்வதற்கு, வளிமண்டலத்தின் உறுதித் தன்மை, உறுதியற்ற தன்மை, குறிப்பிட்ட நிலைமைகளின்கீழ் உறுதியற்ற தன்மை ஆகிய கருத்துகள் இன்றியமையாதவையாகும். இக் கருத்துகள் பற்றிய விவரங்கள் முன்னமேயே ''லேப்ஸ் வீதங் களும், காற்றின் நிலையற்ற தன்மையும்'' என்ற தலைப்பின்கீழ் உ-வது இயலில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

மேற்சொன்ன பத்திகள், காற்றின் தனிப்பட்ட துகள்கள் (particles) அல்லது தனிப்பட்ட காற்றோட்டம் ஆகியவற்றின் மேலெழுச்சியையோ, கீழ் நோக்கி இறங்குவது பற்றியோ விவரித் தன. ஆனால் பல ஆயிரச் சதுர மைல் பரப்புகளை மூடிக்கொண் டிருக்கும் வளிப்பகுதியைக் கருதுவோமானால், அது மேலெழும்பும் போது குளிர்ச்சியடைவதும், கீழிறங்கும்போது வெப்பமடைவ தோடல்லாமல் இக் காற்றில் வெவ்வேறு உயரங்களில் உள்ள காற்றுப் படுகைகளில் குளிர்ச்சியடையும் அல்லது வெம்மை யடையும் வீதங்கள் வேறுபடுகின்றன. காற்றில், வெவ்வேறு அளவில் தண்மையடைவதுடன், மேலெழுச்சியும் சேர்ந்து கொண்டால், அதன் லேப்ஸ் வீதம் செறிவதுடன் (Steepens) அக் காற்றின் உறுதியற்றத் தன்மையும் அதிகரிக்கிறது. மாறாக, காற்று கீழிறங்கும்போது வெம்மையடைவதால் லேப்ஸ் வீதத்தில் குறைவேற்பட்டு, ஏற்கனவே உறுதிச் சமநிலையிலுள்ள காற்றை மேலும் உறுதிப்படுத்துகிறது. மேலெழும்பும் அல்லது கீழிறங்கும் காற்றின் கிடைப்பரவல் அல்லது விரிந்து படருதல் லேப்ஸ் வீதத்தை மாற்றுகிறது. இந்தப் போக்கு சாதாரணமாகக் காற்று கீழிறங்கும்போது நிகழுகிறது. கிடையாகப் பரவுதலினால் வளிப் பகுதியின் அடர்த்தி குறைக்கப்பட்டு, உறுதித் தன்மை அதிகரிக் கப்படுகிறது. கீழிறங்குதல் மூலம் அல்லது விரிந்து படருதலின் மூலம் வளிப்பகுதிகள் உறுதித் தன்மையடைகின்றன. மேலும் வெப்பக் கிரமமாறுகை விளைவிக்கப்படுகின்றன. ஒரு காற்றுத்

தொகுதி மேல் கிளப்பப்படும்போது, உயரே செல்லச் செல்லக் காற்றின் ஒப்பீரப்பதன் வேகமாகக் குறைகின்றது. இதன் விளைவாகக், காற்றுத் தொகுதியின் கீழ்ப்பகுதியில் திரவமாதல் ஏற்படுகிறது. இதனால் உள்ளுறை வெப்பம் (மழைவெப்பம்) வெளிப்படுத்தப்பட்டு மேற்படுகைகளைக் காட்டிலும் கீழ்ப் படுகைகளிலுள்ள காற்று குளிர்ச்சியடையும் வீதத்தைத் தடை செய்கிறது. இந்நிகழ்ச்சி லேப்ஸ் வீதத்தை அதிகப்படுத்துவதால், காற்றுத் தொகுதியானது உறுதியற்ற தன்மையை அடைகிறது. இது "வெப்பச் சலனத்தினலேற்படும் உறுதியற்ற தன்மை" (convectively unstable) எனப்படுகிறது. இக்கருத்து மிக முக்கியமானது. ஏனெனில் இதன் மூலம் உறுதித்தன்மையுள்ள காற்றானது, உறுதியற்ற தன்மையதான காற்றுத் தொகுதியாக மாற்றப்படலாம். ஆனால் மேற்சொன்ன மாறுபாடு உண்டாவதற்குக் காற்றுத் தொகுதியின் ஈரப்பதனில் குறிப்பிடும் அளவிற்குச் செங்குத்து வேறுபாடு இருக்கவேண்டும். இவ்வாறு நிகழ்வதற்குக் காற்றுத்தொகுதி முழுவதும் செங்குத்தாக இயக்கி மேலே கிளப்பப்படவேண்டும். உறுதி நிலைக்கு மேல், ஈரமான வெம்மை மிகுந்த காற்றுத்தொகுதி மேல் நோக்கி எழும்புவதற்கு அக் காற்று இயங்கும் பாதையில் மலைத் தொடர்கள் குறுக்கிட்டுத் தடை ஏற்படுத்தவேண்டும். இதன் விளைவாக "நில உயர்வால் ஏற்படும் மழைப்பொழிவு" (Orographical rainfall) உண்டாகிறது. மேலும் இது வேறொரு வகையிலும் நிகழலாம். அதாவது அடர்ந்த குளிர்ந்த காற்றின்மீது வெம்மையான ஈரமிகுந்த காற்று இயங்குவதனாலோ வெம்மையான காற்றைக் குளிர்ந்த காற்றுத் தீவிரமாகக் கீழறுப்பதாலோ (Undercutting) விளையக்கூடும். இதற்கு "வளிமுக மழைப்பொழிவு" (frontal rainfall) எனப்பெயர். சுழற்சி (Vorticity or Spin), காற்றை மேலெழச் செய்கிறது. கிடையான காற்றோட்டங்களும் சுழற்சியைத் தோற்றுவிக்கின்றன. கிடையாக இயங்கும் காற்றோட்டத்தில், புயலுக்கான சுழல் (Cyclonic Vorticity), குவியும் காற்றுடன் கூடியதாயுள்ளது. அத்துடன் செங்குத்தான மேலெழுச்சி முகிலைத் தோற்றுவித்து மழைப்பொழிவை உண்டாக்குகிறது. ஆனால் எதிர்ச் சூறாவளிக்கான சுழல் எப்பொழுதும் விரிந்து படரும் காற்றுடன் கூடியதாகவும், கீழிறங்கும் தன்மையுடையதாகவும் இருப்பதால் இது மழை இல்லா வறண்ட வானிலைக்கு அறிகுறியாகும். இத்துடன் பூமியானது மிக அதிகமாய் வெம்மையடைவதால் வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப்படுகைகளிலுள்ள காற்றானது உறுதியற்ற தன்மை அடைந்து அதன் காரணமாக மேல் நோக்கிச் செங்குத்தாக எழும்புகிறது. இதன் பயனாக வெப்பச் சலன மழைப் பொழிவு (Convectional rainfall) ஏற்படுகிறது. மேற்கூறப்பட்ட காற்றோட்டங்களின் மேலெழுப்பத்தின்

வகைகளைப் பற்றியும், அதன் பயனாக ஏற்படும் மழைப்பொழிவு பற்றியும், விவரமாக, வரும் இயல்களில் படிப்போம்.

முகில்கள்
(Clouds)

பரந்துகிடக்கும் வளிமண்டலத்தில், முகில்கள், வானிலையின் கதையைச் சித்திர ரூபத்தில் விரிவாக எடுத்துக் காட்டும் பேருருவிலுள்ள படம் ஆகும். வானிலையை ஓரளவுக்கு அறிந்து கொள்வதென்பது, முகில்களைப் பற்றிய செய்திகள் அனைத்தையும் தெரிந்துகொள்வதாகும். அதாவது முகில்கள் எவ்வகையைச் சார்ந்தவை, எத்தகையவை என்பதோடல்லாமல், அவை தோன்றுவதற்குக் காரணமாயிருந்த நிலைமைகளுடன் ஒப்பிட்டுப் பார்க்கவும் தெரிந்திருப்பது அவசியமாகும். நெடுகப் புலப்படுந் தன்மைக்கு (Vertical visibility) அதிக அளவில் தடையேதேனும் இருக்குமானால் அது முகில்களே ஆகும். ஆகவே விமானிக்கு முகில்களைப் பற்றிய முழுஅறிவு மிகவும் இன்றியமையாததாகும். இவை ஆகாயத்தில் காட்டிக் கம்பங்கள் போன்று மேலோங்கி நின்று விமானிக்கு, அவன் பறந்துகொண்டிருக்கும் காற்றின் தன்மை, அதனின்றும் எதிர்பார்க்கக்கூடிய வானிலையின் தன்மை ஆகியவற்றை எடுத்துக் காட்டுகின்றன. முகில்களின் வடிவைக் கொண்டு அதனால் நிகழவிருக்கும் வானிலையை ஊகித்தானானால் விமானி அபாயகரமான சில முகில்களினின்று வான்கலத்தை விலக்கிச் செலுத்தமுடியும். முகில்கள் நிகழப்போகும் வானிலையை முன்னறிவிப்பதால், விமானிக்கு மட்டுமல்லாமல், கப்பலோட்டிக்கும், தரைமீது செல்லும் வாகன ஓட்டிகளுக்கும், பொதுவாக எல்லோருக்குமே முக்கியமாகும். முகில்களை நோக்குவதன்மூலம், அவ்விடத்திலேயே வானிலையை முன்னறிவிக்க முன்னோர்கள் முயற்சித்திருக்கிறார்கள் என்பதை வானிலை பற்றிய பழமொழிகள் எடுத்துக் காட்டுகின்றன. தற்கால வானிலை முன்னறிவிப்பாளர் முற்றிலும் மேகங்களைக் கொண்டே வானிலையை முன்னறிவிக்காவிடினும் அவைகள் காட்டும் அறிகுறியைப் பயன்படுத்தாமல் விட்டுவிடுவதில்லை. ஏனெனில், வானிலை முன்னறிவிப்புக்கு இன்றியமையாத வளிப்பகுதி, வளிமுகங்களின் இயக்கத்துடன் முகில்களின் வகைகள் முழுவதும் சம்பந்தப்பட்டுள்ளன. முகில்களைச் சரிவரக் கவனித்து, அவற்றைப் படித்தல் ஆகியவை, முகில்களை உற்று நோக்குவதை அடிப்படையாக்க் கொண்டு கண்ணால் பார்த்து வானிலையைப் பகுப்பிக்கமுடியும் என்பதை எடுத்துக் காட்டுகின்றது.

முகிலின் வரையறையும் அதன், தோற்றமும்

(Definition of a cloud and its formation)

சர்வதேச வரையறையின்படி முகில் என்பது தடைப்படாத காற்றில், மிக நுண்ணிய நீர்த்திவலைகள் அல்லது பனித்துகள்கள் அல்லது இரண்டும் சேர்ந்த புலப்படக்கூடிய தொகுதியாகும். பெரிய அளவிலுள்ள நீர்த்திவலைகள் அல்லது பனித்துகள்கள், மேலும் புகை, தூசிகளில் காணப்படும் துகள்கள் இவையாவும் கூட மேற்சொன்ன தொகுதியில் காணக்கூடும். இத்தொகுதிகள் யாவும் எப்பொழுதும் இயங்கிக் கொண்டேயிருக்கும். இவை விரைவாக இயங்கும் முகில்களில் நன்கு தென்படும். இவற்றில் சில அசைவற்ற முகில்களிலும் காணப்படுகின்றன. இந்தத் திவலைகள் யாவும் உள்ளீடற்றதாக (hollow) இல்லாமல் திடமாக இருப்பதால் இவை மிதப்பதைக் காட்டிலும், கீழே விழவே முயலுகின்றன. முகில்களின் பௌதிகத் தோற்றத்தைப் பற்றி முன்னமேயே பல பகுதிகளில் எடுத்துச் சொல்லப்பட்டது. வானத்தில் முகில் காணப்படுவது தடைபடாத வளிமண்டலத்தில், வெவ்வேறு உயரங்களில் நீராவி திரவமாதலைக் குறிக்கிறது. இத்திரவமாதலானது, ஈரமிகுந்த வெம்மையான காற்று மேலெழும்புவதன் காரணமாக விரிவடைந்து, குளிர்ச்சியடைவதன் பயனாக ஏற்படுகிறது. காற்றில் வெவ்வேறு உயரங்களில் திரவமாதல் ஏற்படவேண்டுமானால், அது போதுமான அளவுக்குக் குளிர்விக்கப்படவேண்டும் அல்லது சில குறிப்பிட்ட நிலைமைகளின் கீழ் திரவமாதலை ஏற்படுத்த காற்றில் ஈரம் சேர்க்கப்படலாம். ஆகவே முகில்கள் மேலெழும்பும் காற்றைக் குறிக்கின்றன. இம்மாதிரி மேலெழுப்பமானது ஒரு குறிப்பிட்ட தலத்திற்குரியதாயிருக்குமானால், அதன் பயனாகத் தோன்றும் முகிலானது திரண்முகிலாக உருவெடுக்கிறது. இவ்வாறே காற்றின் மேலெழுப்பமானது, பல தரப்பட்ட வழிகளில் பொதுவானதாக இருந்தால், படை முகில் தோன்றுகிறது. இரண்டாம் இயலிலும், இந்த இயலின் ஆரம்பப் பத்திகளிலும், வெப்ப நிலை வீதங்கள், அழுத்தநிலை வேறுபாடுகள் ஆகியவை காற்றின் மேலெழுப்பத்தை எவ்வாறு பாதிக்கின்றன, காற்றின் மேலெழுப்பம் எத்தகையது. இவ்வாறு காற்றை மேலெழும்பச் செய்யும் விசைகள் யாவை இது போன்ற விவரங்கள் யாவும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. மேற்சொல்லப்பட்ட செய்திகள் யாவும் முகிலின் அமைப்பு, உருவம், அடர்த்தி முதலியவைகளினால் குறிக்கப்படுகின்றன. சுருங்கக்கூறின், தொடர்ச்சியாகவும், அடுத்தடுத்தும் நடைபெறும் நிகழ்ச்சிகளான ஆவியாதலும், திரவமாதலுமே முகில் தோற்றத்துக்கு அடிப்படையாகும்.

காற்றில் மிதக்கும் தன்மையுடைய திட திரவப் பொருள்களால் ஆன முகிலைக் கூழ்நிலைப் பொருள்களெனக் கருதலாமென்று 1919 ஆம் ஆண்டே, 'ஷ்மாஸ்' (Schmauss) என்பவரால் எடுத்துக் காட்டப்பட்டது. முகிலின் இந்த இயல்பானது நன்கு படிக்கப்பட்டுள்ளது. மேலும் இதுவே. திரவமாதல், மழைப்பொழிவு ஆகியவை பற்றிய தற்போதைய கோட்பாடுகளுக்கு அடிப்படையாகவும் அமைகிறது. மற்றெல்லாக் கூழ்ப்பொருள் கரைசல்களைப் போலவே முகில்களும் தன்னழிவைத் தேடுகின்றன. இவ்வழிவானது, சிறு முகில் திவலைகளை ஒன்று சேர்க்கும் செய்கைகளினால் நடைபெறுகிறது. முகில் திவலைகள் ஒன்று கூடும் இப்போக்கானது, "கூழ்ப் பொருளின் உறுதியற்ற தன்மை" (Colloidal Instability) என்று சொல்லப்படுகிறது. இந்நிகழ்ச்சியானது முகிலின் நீர்த் திவலைகளின் அளவைப் பெருக்கமடையச் செய்கிறது. இவை பெரிதாயிருப்பதால் புவி ஈர்ப்பு விசைக்கு எதிராக மேலேயே மிதந்து கொண்டிருக்க இயலாது மழைப் பொழிவாகக் கீழே விழுகின்றன.

"மழைப்பொழிவு நிகழ்ச்சி" என்ற தலைப்புக்கொண்ட பின் வரும் பகுதிகளில் மேலே கூறப்பட்ட போக்கும், மற்றும் மழைப் பொழிவை விளைவிக்கும் இதர அம்சங்களைப் பற்றியும் கொடுக்கப் பட்டுள்ளது.

முகிலின் தோற்றம் (Cloud Appearance)

பூமியின்மீது நின்றுகொண்டு முகில்களைக் கவனிப்பதால் மட்டும் முகிலைப் பற்றிய முழுவிவரமும் கிடைத்துவிடாது. அதைப் பற்றி நன்கறிய வேண்டுமானால், அவற்றின் மத்தியில் இருத்தல் வேண்டும். உயரத்தில் அவற்றினூடே சஞ்சரித்தல் அவசியமாகும். தோற்றத்திலோ, அமைப்பிலோ இயைபிலோ எப்பொழுதுமே ஒரு முகிலைப்போல் மற்றொன்று இருப்பதில்லை. முகில்கள் பலதரப்பட்ட வடிவங்களில் தோன்றுகின்றன. முகிலின் தோற்றமானது, அதன் பரிமாணங்கள், உருவம், அமைப்பு, தரம், ஒளிவிடுதன்மை (L.minance), நிறம் ஆகிய எல்லா அம்சங்களையும் பொருத்து வருணிக்கப்படுகிறது. முகிலின் ஒவ்வொரு வகையைப் பற்றிய வருணனையின் கீழ், மேற்சொல்லப்பட்ட [illegible] விவரங்களும் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன வென்றாலும், இவற்றை [illegible]கறிந்து கொள்ளும்பொருட்டு இந்த அம்சங்களில், சிலவற்றை பற்றிச் சுருக்கமான குறிப்பு கீழே தரப்பட்டுள்ளது.

திரண் முகில் (க்யுமூலஸ் - Cumulus), (4) மெல்லிய கீறுகளாகத் தென்படும் கீற்று முகில் (Cirrus - ஸிர்ரஸ்) ஆகியவையாகும். இதைத்தவிர பலதரப்பட்ட தோற்றத்தையுடைய மற்ற முகில்கள் மேற்சொல்லப்பட்ட நான்கு முக்கிய வகைகளின் கூட்டுப் பெயரால் குறிக்கப்பட்டன. பூமியின் மேற்பரப்பிலிருந்து மேகம் எப்படித் தோற்றமளிக்கிறதோ. அதைக் கொண்டு முகில்கள் வரையறுக்கப்பட்டு பெயரிடப்பட்டுள்ளன. மேலும் முகில்கள் தோன்றும் முறையை (Processes) அடிப்படையாகக் கொண்டு வரையறுக்கப்பட்டுள்ளன. ஹோவார்டுக்குப்பின் முகில்களின் அநேக வகையீடுகள் பலரால் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. அவற்றில் பெரும்பாலானவை ஹோவார்ட் வகையீட்டினின்றும் சிறிதே மாறுபட்டவையாகும். பொதுவாக ஒன்றுக்கொன்று ஒவ்வாத அநேகப் பிரிவினைகள் இருப்பதன் விளைவாக ஏற்பட்ட குழப்பத்தைத் தவிர்ப்பதன் பொருட்டு 19-ஆம் நூற்றுண்டின் பிற்பகுதியில், சர்வதேச ஒப்பந்தத்திற்கான நடவடிக்கைகள் எடுக்கப்பட்டன. இதன் விளைவாக ஆபர்கிராம்பி, (Abercromby) ஹில்டெபிராண்டிஸன் என்பவர்கள் 10 முக்கியமான முகில்களைக் கண்டுபிடித்து, அவைகளுக்குப் பெயரிட்டு அவைகளைப்பற்றி விவரித்தார்கள். இவையே முதல் முறையாகச் சர்வதேச முகில் படத்திற்கு (International Cloud Atlas) ஆதாரமாக அமைந்தன. ஏற்கனவே ஒப்புக்கொள்ளப்பட்ட வகைகளுக்குள் விவரமான பிரிவினைக்கு, கருத்துக்கள் கொடுக்கப்பட்டன. 1922-ஆம் ஆண்டில், சர்வதேசக் கழகம் (International Commission) முகில் படங்களைத் திருத்தம் செய்யத் தீர்மானித்து, விஞ்ஞானத்தில் பல்வேறு துறைகளிலும் பிரிவினைக்காகச் சாதாரணமாகப் பின்பற்றப்பட்ட தத்துவங்களைக் கருத்தில் கொண்டு விஞ்ஞான முறைப்படி முகில்களைக் குடும்பங்களாகவும், மேலும் உறுப்புக்களாகவும் (Genera), இனங்களாகவும் (Species), வகைகளாகவும் (Varieties) பல்வேறு உப - பிரிவுகளாய் பிரித்தது, மேலும் கண்டறிந்த செய்திகளையும், சமீபகாலத்தில் நடத்தப்பட்ட ஆராய்ச்சியையும் காணும்பொழுது, வேறு பல தத்துவங்களும் எடுத்துக்கொள்ளப்பட்டனவென்பது விளங்குகிறது. சர்வதேசக் கழகத்தின் ஆராய்ச்சிகளின் விளைவாக, 1929-ஆம் ஆண்டில் சர்வதேச முகில்படத்தை, இத்துறையில் புலமை பெற்றோருக்குப் பெரிய அளவிலும், பொதுமக்களின் உபயோகத்திற்கென்று சுருக்கமான பதிப்பொன்றும் பிரசுரிக்கப்பட்டது. இந்தப் படத்தின் சமீப காலத்துப் பதிப்பில், முதல் பதிப்பில் காணப்படும் கருத்துக்களினின்றும் மாற்றமேதுமில்லை.

முகில்களின் சர்வதேசப் பிரிவினையைப் பற்றியும், இப் பிரிவினைக்கான ஆதாரத் தத்துவங்களைப் பற்றியும் விவரமாகப்

படிக்குமுன் பிரிவினைக்கான சில இதர தத்துவங்களை இங்கு குறிப்பிடுவது பொருந்தும். இவை சர்வதேசப் பிரிவினைகளிலும் இடம் பெறுகின்றன.

முகில்களின் உயரத்தைப் பொறுத்து அவை உயரத்திலுள்ள முகில்கள் (High clouds), மத்திய முகில்கள் (Intermediate clouds), தாழ்வான முகில்கள் (Low clouds) என மூவகையாகப் பிரிக்கப் பட்டுள்ளன. இவற்றுடன் நான்காவது வகை ஒன்று உண்டு. இந்தமுகில் மேற்சொன்ன எல்லா உயரங்களிலும் காணப்படும். சர்வதேச முகில் பிரிவினையில் குறிப்பிடப்பட்டுள்ள 4 முகிலின் குடும்பங்கள் உயரத்தை அடிப்படையாகக் கொண்டே பிரிக்கப் பட்டன.

தோற்றமுறை வகையீடு

(The Genetical Classification)

வெகு உயரத்தில் நிலவும் காற்றைப்பற்றிய சமீபகால ஆராய்ச்சிகள், வளிமண்டலத்தில் காணும் பல்வேறு நிகழ்ச்சிகள், பலவகையான முகில் தோற்றங்களின் மூலம் எடுத்துக் காட்டப் படுகின்றன என்பதை வெளிப்படுத்தியுள்ளது. இதன் காரணமாக ஜெர்க்னஸ் (Bjerknes) என்பவரும், டக்ளஸ் (Douglas) என்பவரும் முகில்களின் தோற்ற முறைகளை ஆதாரமாகக் கொண்டு அவற்றை வரையறுத்திருக்கின்றனர். முகில் தோன்றும்போது நிகழும் பௌதிக நிகழ்ச்சிகளை ஆதாரமாகக் கருதுகையில், 4 வகை முகில்கள் அறியப்படுகின்றன. அவையாவன, (A) பொதுவாகத் தொடர்ச்சியான மழைப்பொழிவுடன் கூடியதும், அதிகப் பரப்பளவில் ஏற்படும் மெதுவான மேல் நோக்கி எழும் இயக்கத்தின் விளைவாகத் தோன்றியதுமான முகில் தொகுதி, அதாவது கார் படைமுகில், உயர்படை முகில் கீற்றுப்படை முகில், கீற்று முகிலின் சில வகைகள் ஆகும். (B) சிறிய காற்றுத் தொகுதிகள் அவற்றின் சூழ்நிலையின் வழியே இயங்கும்போது தோன்றும் திரண்முகிலும், திரண்கார் முகிலும், ஆகும். கீற்று மேகம் அல்லது சிதறிய உயர்படை முகிலும் (Broken Alto Stratus) இவ்வகைக் குட்பட்டதாகும். (C) குழப்பமான இயக்கத்தின் விளைவாய்த் தோன்றிய முகில்கள். இவை சிதறிய கார்முகில் அல்லது சிதறிய படைமுகில் போன்று (Fracto Nimbus & Stratus) ஒழுங்கற்ற அமைப்பை உடையவையாகவோ, படை முகில், படைத் திரண் முகில், உயர் திரண் முகில், கீற்றுத் திரண் முகில் ஆகியவை போன்று குறிப்பிட்ட அடுக்குகளில் ஒழுங்காக அமைக்கப்பட்ட

யையாகவோ இருக்கலாம். (D) புறம் குவிந்த ஆடிகளின் (Lenticular) தோற்றத்தையுடைய முகில்கள், பஞ்சுபோன்ற தோற்றத்தை உடைய முகிற்பகுதிகள். இவை, ஒரு குறித்த இடத்திலிருந்து ஈரமான காற்றுப் படுகைகள் மேல் நோக்கி எழும்புவதால் உண்டாவதைக் குறிக்கின்றன.

பௌதிகப் பிரிவினை

(Physical Classifications)

முகில்களின் பௌதிகத் தோற்றத்தை ஆதாரமாகக் கொண்டுள்ள இத்தகைய பிரிவினையைப் பெர்ஜெரான் (Bergeron) என்பவர் வெளியிட்டார். இத்தகைய பிரிவினையானது அவரால் கண்டுபிடிக்கப்பட்ட முகில்களின் கூழ்நிலை உறுதியின்மையை (Colloidal Instability) ஆதாரமாகக் கொண்டது. முகில்கள் முழுவதுமே பனிப்படிகங்களால் ஆனவையா, அல்லது நீர்த்திவலைகளால் மட்டும் அமைந்தவையா, அல்லது இரண்டும் சேர்ந்து அமைந்தவையா, என்ற இதுபோன்ற அம்சங்களையும், முகில்களின் கூழ்நிலை உறுதித் தன்மை அல்லது உறுதியற்ற தன்மை ஆகியவற்றையும், அடிப்படையாகக் கொண்டு இவர் முகில்களை 6 பிரிவுகளாகப் பிரித்துள்ளார்.

சர்வதேச முகில் பிரிவினை

(The International Classification of clouds)

சர்வதேசப் பிரிவினைப்படி சில குறிப்பிட்ட இனங்கள் (Species), வேறுபட்ட வகைகள் (Varieties), சிறப்பான அம்சங்கள், உறுப்புகள் இவற்றைத் தவிர முக்கியமாக 4 பெரிய பிரிவுகளாகவும் (Families), 10 உறுப்புக்களாகவும் (Genera) பிரிக்கப்பட்டுள்ளன. முகில்களின் வடிவங்கள் எண்ணற்றவையாயிருப்பினும், அவற்றின் வகைகள் எண்ணிக்கைக்குட்பட்டவை. பின் கொடுக்கப்பட்டுள்ள அட்டவணையில் மேற்சொன்ன 4 முக்கிய பிரிவுகளும், 10 உறுப்புகளும் (Genera), அவை தோன்றும் உயரங்களும் குறிப்பிடப்பட்டுள்ளன. முகில்களின் வெளிப்படையாக அறியக்கூடிய குணவிசேஷங்களைப் பொறுத்து அவை பெயரிடப்பட்டுள்ளன. அடிப்படைக் குணவிசேஷங்கள் பின்வரும் 4 பதங்களின் மூலம் விளக்கப்பட்டுள்ளன. (1) கீற்றுமுகில் (2) திரண்முகில் (3) படைமுகில் (4) கார்முகில். சில குறிப்பிட்ட சிறப்பான அம்சங்களைக் குறிப்பதன் பொருட்டு இச்சிறப்புப் பெயர்களோடு, உயர் (Alto), சிதறிய (Fracto) என்று பொருள்படும்

சாவமதச முகல பாவனை

குடும்பம் (Family)		உறுப்பு உபபிரிவு Types (Genera)	முகில் தோன்றும் சராசரி உயரம்	இந்தியாவில் அவை தோன்றும் உயரம்
"A"	"அ" பிரிவு உயர் முகில்கள் (High Clouds)	கீற்று முகில் (Cirrus)	30,000'	8 கி. மீ. உயரத்திற்கு மேல்
		கீற்றுப்படை முகில் (Cirrostratus)	25,000'	6 கி. மீ. ,, ,,
		கீற்றுத் திரண் முகில் (Cirrocumulus)	20.000'	6 முதல் 10 கி. மீ. வரை
"B"	"ஆ" பிரிவு மத்திய முகில்கள் (Middle Clouds)	உயர்படை முகில் (Alto Stratus)	17,000'	3 முதல் 6 கி. மீ. வரை
		உயர்திரண் முகில் (Alto Cumulus)	15,000'	4 முதல் 3 கி. மீ. வரை
"C"	"இ" பிரிவு தாழ்ந்த முகில்கள் (Low Clouds)	திரண்படை முகில் (Strato Cumulus)	6,000'	1 முதல் 3 கி. மீ. வரை
		கார்படை முகில் (Nimbuo Stratus)	3,000'	2 ,, 3 ,,
		படைமுகில் (Stratus)	2,000'	1 கி. மீ.க்குக் குறைவு
"D"	"ஈ" பிரிவு செங்குத்தான தோற்றத்தைக் கொண்ட முகில்கள் (Clouds with Vertical Development)	திரண் முகில் (Cumulus)	4,000'	(முகிலின் அடித்தளம்) 1 முதல் 1·5 கி. மீ. வரை (முகிலின் மேற்பகுதி) 1.5 முதல் 3 கி. மீ. வரை
		திரண் கார்முகில் (Cumulo Nimbus)	3,500'	(முகிலின் அடித்தளம்) 5கி.மீ. முதல் 1.5கி.மீ. வரை (முகிலின் மேற்பகுதி) 3கி.மீ. முதல் 10கி.மீ. வரை

பதங்கள் சேர்க்கப்படுகின்றன. இந்த முகில்வகைகளைக் குறி பதற்கு எல்லா நாடுகளுக்குமே பொதுவான சில குறியீடுகள் பழ கத்திலுள்ளன

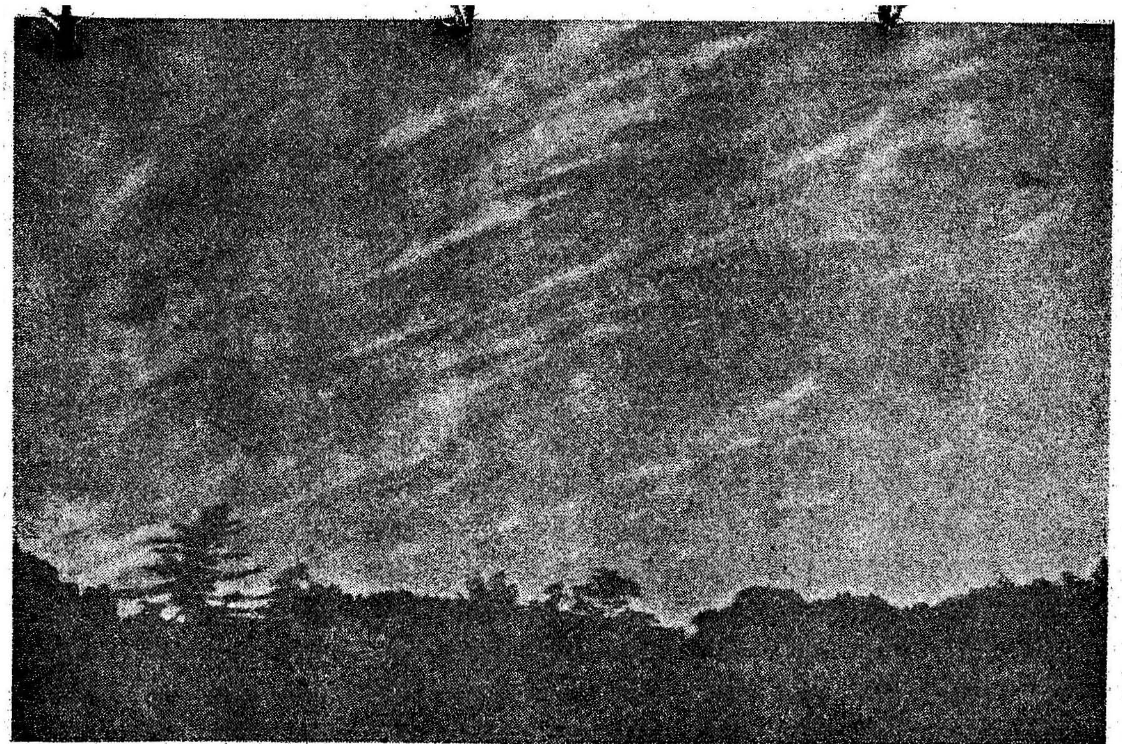
முகில்களின் வகைகளைப் பற்றிய வர்ணனை
(Description of the Principal types of Cloud)

கீற்று முகில் (Ci)

இவை மிருதுவான நார்போன்ற தோற்றத்தையுடையதும் நிழலோடு கூடியதல்லாமல், பொதுவாய் வெண்மை நிறமானதும் பட்டுப் போன்ற மிருதுவான தோற்றத்தை உடையதுமான ஆங்காங்கு ஒன்றுக்கொன்று தொடர்பின்றிச் சிதறிக் கிடக்கும் முகில்கள் (படம் 5—1a). இவை மிக அதிக உயரங்களில் காணப் படுகின்றன. மேலும், இவை சூழற் காற்றில் மேல் நோக்கி யெழும்பும் காற்றோட்டங்களின் விளைவாகத் தோன்றுகின்றன. இதனால் இவை 30,000 அடி உயரம் வரை காணப்படுகின்றன. மேற் கூறியவாறு கீற்று முகில்களானவை, சிதறியும், இழை இழை யாகவும், ஒழுங்கீனமான முறையில் அமைந்திருந்தால் அவை நல்ல தெளிவான வானிலையை அறிவிக்கின்றன. ஆனால் அவை ஒழுங்காக இணையடுக்குகளாக அமைக்கப்பட்டு கீற்றுப்படை உயர்படை முகில்களுடன் சம்பந்தப்பட்டு இருக்குமாயின் அவை சூறுவளிக்கான வானிலையை முன்னறிவிக்கின்றன. இந்த அடுக்குகள் (Bands) இயங்கும் திசையில் சூறுவளிகள் படருகின்றன. அதிக உயரங்களில் காணப்படுவதால், இவை எப்பொழுதும் பனிப்படிகங்களால் ஆகியவையாக உள்ளன. இவற்றின் பஞ்சு போன்ற தோற்றத்திற்கும், ஒளிபுகு தன்மைக்கும் (Transparency) முன்கூறியதே காரணமாகும். உயரத்தில் நிலவும் காற்றானது இந்த மேகங்களை நீண்ட கீற்றுகளாக (Wisps) இழுப்பதற்கு உதவுகிறது. இக்காரணத்தினால் கீற்று முகிலை, கீழிருந்தோ அதனுடைய உயரத்திலோ மட்டுமே பார்க்க இயலும்.

கீற்றுப் படை முகில் (Cs)

பஞ்சுபோன்று மென்மையாயும், பால் போன்று வெண்மை யாயும், ஒளிபுகு தன்மையதாயும், ஆகாயம் முழுவதிலுமோ அல்லது ஒரு பகுதியிலோ இம்முகில் காணப்படுகிறது. மேலும் இது பொதுவாக பரிவேட (Halo Phenomena) நிகழ்ச்சியைத் தோற்றுவிக்கிறது. பரிவேடத் தோற்றமானது, கீற்றுப்படை முகிலானது, கீற்று, முகிலைப் போன்று பனிப்படிகங்களால் ஆனது



(படம் 5-1a) கீற்று முகில்

(Courtesy—J. H. Conover, W. M.O. International Cloud Atlas)

என்பதை உறுதிப்படுத்துகிறது. இப்பரிவேடத் தோற்றம் பனிப் படிகங்களின் வழியே ஏற்படும் ஒளிமுறிவு காரணமாகவோ, பனிப் படிகங்களின் தட்டை முகங்களால் ஏற்படும் ஒளி பிரதிபலிப்புக் காரணமாகவோ ஏற்படுகிறது. கீற்றுப்படை முகிலானது கீற்று மேகங்களிலிருந்து தோன்றுகின்றது. சூருவளியில் காற்று சுழன்று சுழன்று அதிக உயரங்களுக்கு மேல்நோக்கி விசையுடன் தள்ளப் படுவதின் விளைவாக இம்முகில் தோன்றுகின்றது. இது ஒரு குறிப்பிட்ட அமைப்பைக் கொண்டதல்ல. இதன் மறைப்புத் (Veil) தன்மையால் இது கண்டறியப்படுகிறது. சூரியன், சந்திரன் ஆகியவை இதன் ஊடே தென்படக்கூடிய அளவிற்கு இது மெல்லிய படுகையாக அமைந்துள்ளது. இவற்றை மேலிருந்து காணமுடியாது. சூரியனையும், சந்திரனையும், சுற்றித் தோன்றும் பரிவேடங்கள் சூருவளி வரக்கூடுமென்பதற்கு அறிகுறியாம். கீற்று முகிலைப் பின்பற்றித் தோன்றும் கீற்றுப்படை முகிலானது, 24 மணி நேரத்திற்குள்ளாக ஏற்படக்கூடிய வானிலையைக் காட்டு கிறது. அதாவது மழைப் பொழிவு ஏதாவது ஒரு வடிவில் ஏற் படும், அல்லது சூருவளிக்கான வானிலை நிலவும் என்பதாகும்.

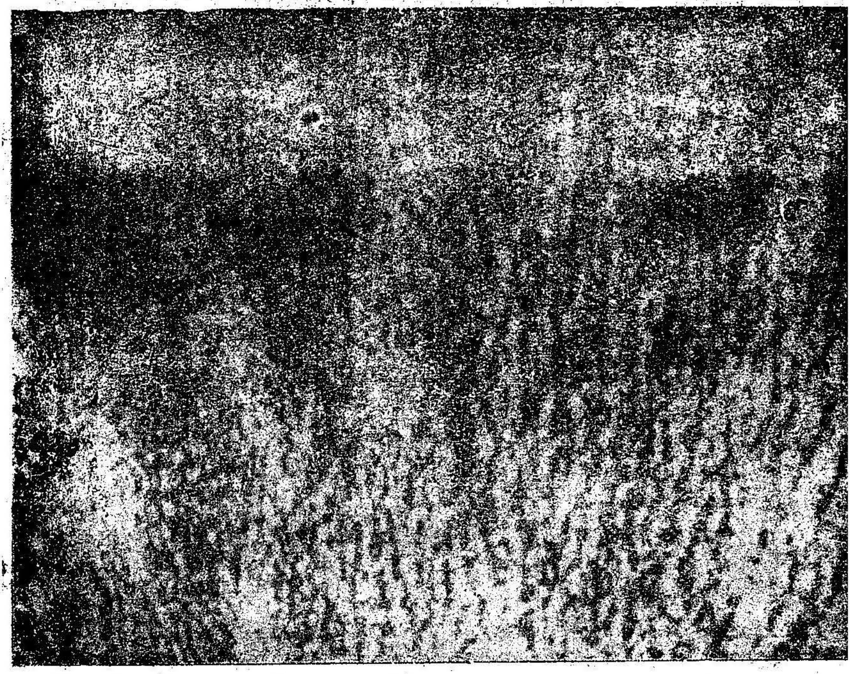
கீற்றுத்திரள் முகில் (Cc)

இது நிழல்படுகை இல்லாத மெல்லிய வெண்முகிலாகும். இது ஒரு சிறு வெண்மையான செதுக்கங்களாகவும் (Flakes) கூட்டமாகவும், கடற்கரை மணல் அலை அலையாகக் காணப்படுவதுபோல் வரிசையாக அமைந்தும் காணப்படும் (படம் 5-1 b). ஆனால் இது எப்பொழுதுமே ஓர் ஒழுங்கான உருவத்தில் அமைந் திருக்கும் எனச் சொல்வதற்கில்லை. கீற்று முகில், கீற்றுப் படை முகில் ஆகியவற்றைச் சுற்றி நிலையற்ற வளிமண்டல நிலைமைகள் நிலவும்போது, இதன் விளைவாக இம்முகில் தயிர்க் கட்டிபோன்ற வடிவைப் பெறுகிறது. இத்தகைய முகில் லேசாயும், சிதறியும் காணப்பட்டால், இந்நிலை சிறப்பான வானிலையைக் காட்டுவ தாகும். ஒழுங்கான அமைப்பில் சாம்பல் நிறத்தால் ஆகாய முழு வதும் காணப்பட்டால் மழையும், காற்றும் ஏற்படலாம்.

உயர்படை முகில் (As)

இம்முகிலானது ஒரே சீரான படுகையாய் அமைந்துள்ளது. இது சாம்பல் அல்லது, நீல நிறத்தாக இருக்கும். ஆகாயத்தில் ஒரு பகுதியை மட்டுமோ அல்லது முழுமையாகவோ மறைக்கிறது. பெரும்பாலும் இழை இழையான அமைப்பைக் கொண்டது.

சூரியன், சந்திரன் ஆகியவை மங்கலாக வெளித் தெரியும் அள விற்குக் கனத்த படுகையாகக் காணப்படுகிறது. பொதுவாக சூரியன் சந்திரன் ஆகியவை முழுவதும் மறைக்கப்படுகின்றன. இந்த முகிலானது நுண்ணிய நீர்த் திவலைகளாலும், அதனூடே

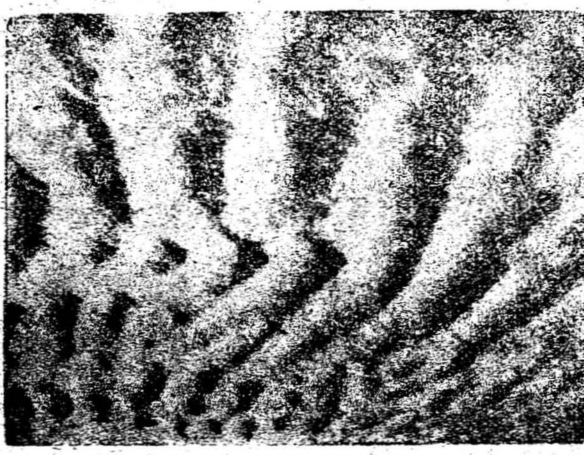


(படம் 5-1b) கீற்றுத் திரண் முகில்
(From cloud Atlas I. M. D.)

ஆங்காங்கு காணப்படும் மிகச் சில பனிப்படிகங்களாலும் நிரம்பி பிருப்பதால், சூரியனைச் சுற்றியும் சந்திரனைச் சுற்றியும் பரிவட்டம் காணப்படுவதில்லை. உயர் படை முகில் தோன்றும்போது மழைப் பொழிவு உறுதியாக முன்னறிவிக்கப்படுகிறது. ஏனெனில் இம் முகிலானது பனிக்கும் மழைக்கும் ஆதாரமாக விருப்பதால், பொதுவாக இவற்றைத் தொடர்ந்து மழைப் பொழிவு ஏற்படு கிறது. மூடுபனியைப்போன்றே இம்முகிலும், புலப்படு தன்மையில் குறைந்திருப்பதோடு, விமானிகளுக்குத் திரை போன்று மறைக் கிறது.

உயர் திரண் முகில் (Ac)

பொதுவாகச் சுருள்களாகவோ, தட்டையான உருண்டை வடிவத் தொகுதிகளாகவோ, நிழலுடன் கூடிய படுகைகளா கவோ, காணப்படும் முகிலுக்கு உயர் திரண்முகில் எனப்பெயர்



(படம் 5-1c) உயர் திரண்முகுல் வார்வாராக அமைந்துள்ளது
(From cloud Atlas I. M. D)

(படம் 5-1 c). இம்முகில் சாம்பல், அல்லது வெண்மை அல்லது இரண்டு நிறமும் சேர்ந்த நிறமுள்ளதாகவோ இருக்கும். சிறிய உயர்திரண் முகில் தவருகக் கீற்றுத்திரண் முகிலாகக் கருதப்படு கிறது. ஆனுல் அதன் நிழலைக் கொண்டும், சூரியன், சந்திரன் ஆகியவற்றைச் சுற்றிப் பரிவட்டம் இருப்பதைக் கொண்டும், இதனை வேறுபடுத்தக்கூடும். ஒரே நேரத்தில் வெவ்வேறு உயரங் களில் இந்த முகில் காணப்படக்கூடும். ஆயினும் பெரும்பாலும் இது இதர வகை முகில்களுடன் சேர்ந்து காணப்படுகின்றது.

திரண்படை முகில் Sc.)

இது உருண்டைத் தொகுதிகளால் ஆன படுகையாகவோ, சிதறிய திட்டுக்களாகவோ காணப்படுகிறது. இது சாம்பல் நிறத்த தாயும், மிருதுவான தாயும், ஆங்காங்கு இருட்டான பகுதிகளுடன் கூடியதாயும் உள்ளது. இதன் மூலக்கூறுகள், கூட்டங் கூட்ட மாக, வரிசைகளிலோ அலை அலையாகவோ அடுக்கப்பட்டுள்ளன

(படம் 5—1d). சிறப்பாக, குளிர்காலத்தில் இது அலையலையான தோற்றத்தைக் கொண்டிருப்பதுடன், ஆகாய முழுவதையும் மூடி மறைக்கிறது. மற்ற நேரங்களில், அது சிதறியும், திட்டுத் திட்டாக விட்டு விட்டுக் காணப்படுகிறது. இது நண்பகலில் தோன்றி, இரவிற்குள் மறைந்துவிடுகிறது. இதன் பந்து போன்ற அல்லது சுருள் போன்ற வடிவத்தால், இதனைத் திரண்கார் முகிலி னின்றும் வேறுபடுத்தலாம். பொதுவாகத் திரண் படை முகிலானது மழைப்பொழிவை விளைவிப்பதில்லை. ஆயினும் தாழ்வான படுகைகள் காற்றின் இயக்கத்திற்குக் காரணமாயுள்ளன. எல்லா விமானிகளும் மேற்சொன்ன திரண்படை முகிலைச் சுற்றி மேலும்



(படம் 5-1d) திரண்படை முகில்
(From cloud Atlas I. M. D.

கீழுமாக இயங்கும் காற்றை அனுபவத்தில் கண்டறிவார்கள். ஏனெனில் இது வெப்பச் சலனத் தோற்றமாகும். இச் சலன மானது உயரத்திலுள்ள அடர்ந்த காற்றுப் படுகையினால் தடை செய்யப்படுகிறது.

கார் படை - முகில் (Ns.)

இது தாழ்ந்த உயரங்களில் பெரும்பாலும் ஒரே சீரான படுகை யாகத் தோன்றும் ஆழ்ந்த சாம்பல் நிறமுடைய முகில். இம் முகிலானது பார்ப்பதற்கு உட்புறத்திலிருந்து மங்கலாக ஒளி விக்கப்படுவதாகத் தோன்றுகிறது. இது நீர்த்திவலைகள், மழைத் துளிகள், பனிப்படிகங்கள், பனிச் செதுக்கங்கள் ஆகியவற்றால்

ஆனது. பெரும்பாலும் இது மழை அல்லது பனிப்பொழிவு ஆகியவற்றை விளைவிப்பதாக இருந்தபோதிலும் மற்ற முகில்களிலிருந்து இதனை வேறுபடுத்த இக்காரணத்தை மட்டுமே போதுமான ஒரு ஆதாரமாகக் கருதுவதற்கில்லை. சில சமயங்களில் மழையானது பூமியின் மேற்பரப்பை அடையாமல், முகில்களின் கீழ்ப் பகுதியிலேயே தங்கிவிடுவதால், இப்பகுதிகள், நீர்த்திவலைகள் அல்லது பனித்துளிகள் ஆகியவை விழுவதின் காரணமாக மங்கலாகக் காணப்படுகின்றன. இம்முகில் அதிகமான இடங்களைப் பாதிக்கும் சூறுவளிக்கான பொது நிலைமைகளுடன் சம்பந்தப்பட்டுக் காணப்படுகின்றது. காற்றின் பெரிய படுகைகள் அதிக உயரங்களுக்கு மெதுவாக மேலெழுப்பப்படுவதாலோ, வேறு வகை முகில்கள் ஒன்றுகூடிப் பெருக்கமடைவதினால் படர்ந்து காணப்படுவதாலோ, கார்படை முகிலானது தோன்றுகிறது. சூரியன், சந்திரன், ஆகியவற்றை மறைக்கு மளவுக்கு இந்த முகிலானது ஒளிபுகாத தன்மையதாக இருக்கிறது.

படை முகில் (St.)

இம்முகில் ஏறக்குறைய ஒரே சீரான படுகையாக அமைந்துள்ளது. இது பொதுவாகச் சாம்பல் நிறத்தது. இது தோற்றத்தில் பஞ்சு (Nebulous) போன்றிருக்கிறது. இது மூடுபனியை ஒத்திருந்தபோதிலும், தரைமீது காணப்படுவதில்லை. இது சாதாரணமாகச் சிறிய நீர்த்திவலைகளாலும், குறைந்த வெப்ப நிலைகளில் பனிப்படிகங்களாலும் ஆனது. அடர்ந்த படை முகிலிலிருந்து, ஏற்பட்டுப் பூமியை வந்தடையும் மழைப் பொழிவானது, தூறலாகவோ, பனித்துளிகளாகவோ இருக்கும். பொதுவாக ஒரே சீராகக் காணப்பட்ட போதிலும், இந்த முகிலானது பார்வைக்குச் சிதறிய திட்டுகளாகத் தென்படுகிறது. படை முகிலானது மிகத் தாழ்ந்த வெப்ப நிலைகளில் மட்டுமேயன்றி இதர வெப்ப நிலைகளில் பரிவேட நிகழ்ச்சியைத் தோற்றுவிப்பதில்லை. ஆனால் அதே சமயத்தில் சூரியனைச் சுற்றியோ சந்திரனைச் சுற்றியோ பரிவட்டத்தை (Corona) ஏற்படுத்துகிறது.

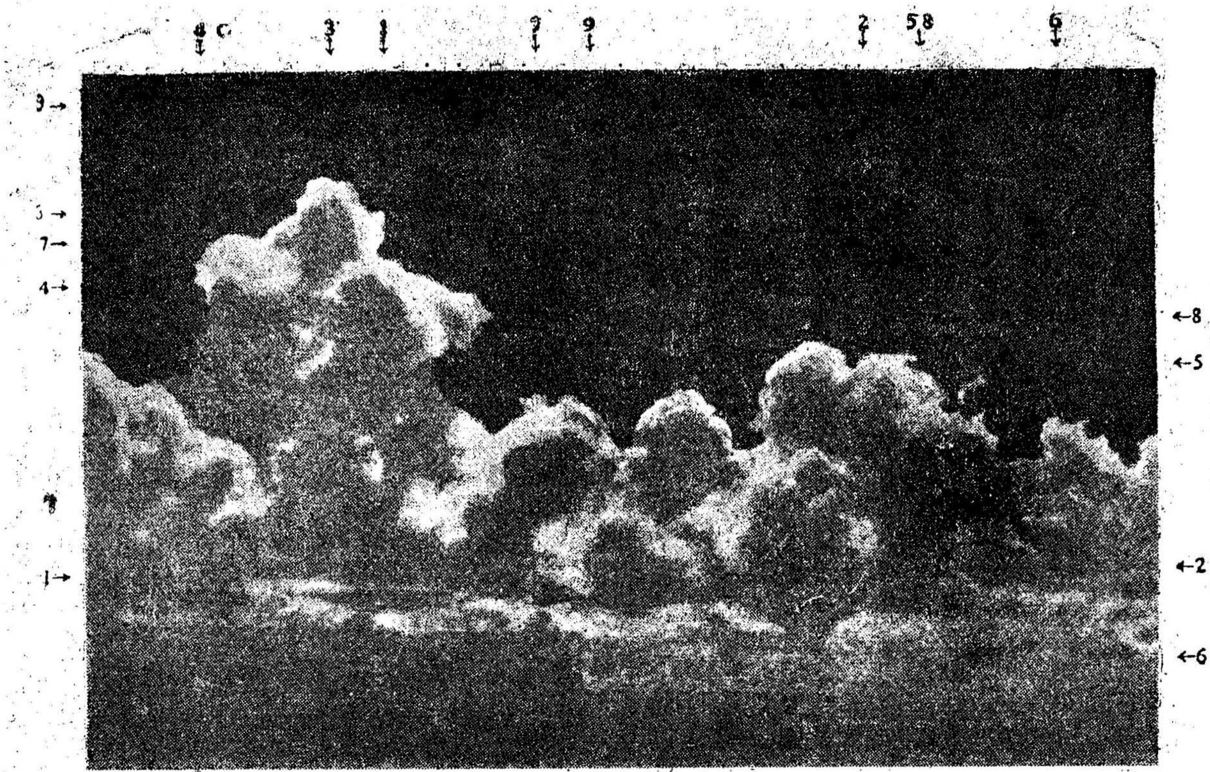
வளிமண்டலத்தில் கீழ்ப்பாகம் குளிர்ச்சியடைவதன் விளைவாகப் படை முகில் தோன்றுகிறது. பொதுவாக இது தோன்றும் விதம் அல்லது இதற்கான காரணம் யாதெனில் ஒரு மூடுபனிப் படுகையானது மெதுவாக மேலெழுப்பப்படுவதாகும். இந்த மேலெழுப்பமானது, பூமியின் மேற்பரப்பு வெப்பமடைவதன் காரணமாகவோ, காற்றின் வேகம் அதிகரிப்பதனாலோ விளை

கிறது. கடற்கரைகளின் மீதும், பள்ளத்தாக்குகளிலும், சில சமயங்களில் மலைப்பகுதிகளை மறைத்துக் கொண்டும், சிறப்பாக நதிப் பள்ளத்தாக்குகளிலும் படை முகிலானது. பொதுவாகத் தரைமீது தோன்றும் அடர்ந்த மூடுபனிபோல் காணப்படுகிறது.

திரண் முகில் (Cu.)

பார்ப்பவனுக்கு சூரியன் எத்திசையில் உள்ளதோ அதே பக்கத்தில் இம்முகில் காணப்பட்டால், இது கறுமையாக இருப்பினும் அதன் ஓரங்கள் வெள்ளிப் பூச்சுடையதுபோல் ஒளியுடன் கூடியதாய்த் தோன்றுகிறது. வெண்மையான மேல் பாகத்தை உடையதும், தனித்தனியே குவியல் குவியலாகக் காணப்படுவதுமான இம்முகில் செங்குத்தாகப் பரவுகின்றது. இது மேடுகள், கோபுரங்கள், கும்மட்டம் போன்ற சிகரங்கள் ஆகியவைபோன்று காட்சியளிக்கின்றது (படம் 5-1e). பருத்துக் காணப்படும் மேல் பாகம் காலிஃப்ளவர் என்னும் பூவை ஒத்து இருக்கிறது. இந்த முகிலின் அடிப்பக்கம் ஏறக்குறைய சமமாக உள்ளது. ஆனால் சில நேரங்களில் ஒழுங்கற்று வளைந்து வளைந்து காணப்படுகிறது. திரண் முகிலானது செங்குத்தாக இயங்கும்போது பல்வேறு நிலைகளில் தோன்றுகிறது. சரியான தனிப்பட்ட திரண் முகிலானது மேல் ஓரமும், கீழ் ஓரமும் திட்டமான வடிவத்தைக் கொண்டது. ஆனால் இது காற்றினால் சிதறியடிக்கப்படுகின்றது. இத்தகைய பிரிவுபட்ட பகுதிகள் தொடர்ச்சியான மாறுதலைக் காட்டுகின்றன. இத்திரண் முகிலானது பெரும்பாலும் நீர்த்திவலைகளாலானது. இருப்பினும் வெப்பநிலை 0° சென்டி கிரேடுக்குக் குறைவாக உள்ள பகுதிகளில் பனிப்படிகங்கள் தோன்றக்கூடும்.

கீழ்ப்படுகைகளில் லாப்ஸ் வீதம் அதிகமாய் இருக்கும்போது திரண் முகிலானது சலனக் காற்றோட்டங்களில் உருவாகிறது. மேலும் இது மற்ற முகில் வகைகளினின்று தோன்றக்கூடும். அதிகமான செங்குத்து வியாபனத்தில் திரண் முகிலானது பொதுவாக இடியுடன் சூறுவளிகளின் தோற்றத்தைக் காட்டுகிறது. ஆனால் இது எப்பொழுதும் நடைபெறக்கூடும் என்பதில்லை. பூமத்தியரேகைப் பகுதியில் இம்முகிலானது பெரும்பாலும் எப்பொழுதும் காணப்படுவதோடு, அவ்வப்பொழுது இது புலத்த மழைப்பொழிவை விளைவிக்கிறது. ஆனால் அதே போலவே சில நேரங்களில் வானிலையில் எத்தகைய மாறுதலையும் விளைவிப்பதில்லை.

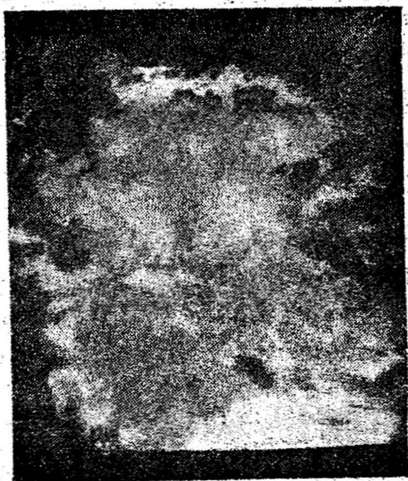


(படம் 5-1c) திரண்முகில்

(Courtesy J. Mondaine W. M. O. International cloud Atlas)

திரண் கார்முகில் (Cn.)

இந்த முகிலானது அடர்ந்த பெரிய தொகுதிகளாலானது இது அதிக செங்குத்துத் தோற்றத்தைக் கொண்டது. இதன் உச்சிகள், மலைகள், பட்டடை வடிவங்கள் (Anvils), அல்லது கோபுரங்கள் ஆகியவை போன்று எழும்புகின்றன. இது கனத்த



(5-1f) வளர்கின்ற திரண் கார்முகில்
(From cloud Atlas I. M. D.)

முகிலாகும். இந்த முகிலின் மேல்பாகத்தின் பகுதிகள் பஞ்சு போன்று மிருதுவாகவோ, இழையிழையாகவோ இருப்பதுடன் ஏறக்குறைய தட்டையாகவுமுள்ளது. பெரும்பாலும் இப்பகுதியே பட்டடை வடிவில் படர்ந்து காணப்படுகிறது (படம் 5—1f).

திரண் கார்முகிலானது நீர்த்திவலைகளாலானது. குறிப்பாக மேற்பகுதி பனிப்படிகங்களாலானது. மேலும் மழைத் துளிகள், பனிச் செதுக்கங்கள், பனி இழைகள் (Snow Pellets), ஆலங் கட்டிகள் ஆகியவற்றைக் கொண்டது.

இந்த முகில் கிடையாகவும், செங்குத்தாகவும் மிகவும் பரவுகிறது. மேலும் இதன் வடிவத்தைத் தூரத்திலிருந்துதான் கண்டறிய இயலும். இம்முகிலானது தனித்தனித் தொகுதிகளாகவோ பெரிய சுவர் போன்று தொடர்ச்சியாக ஒரே முகிலாகவோ காணப்படக்கூடும். இந்த வெப்ப இயக்க சக்தி நிலையானது, அநேக மேல் நோக்கிய காற்றெழுப்பங்களையும், வலிவற்ற கீழ் நோக்கிய காற்றோட்டங்களையும், மேல் நோக்கியும், கீழ் நோக்கியும் நடத்தும் புகை போக்கி போன்று உள்ளது.

குழம்பிய தோற்றத்தையுடைய திரண் கார் முகிலானது மேற்புறத்தில் பட்டடை வடிவம் போன்ற அமைப்பைக் கொண்டது. திரண் முகிலானது படை முகிலைச் சந்திக்கும்போது அதன் ஊடே புகமுடியாததால் மேற்புறத்தில் கிடையாகப் பரவி மேற்சொன்ன தோற்றத்தை அடைகிறது. இந்தக் கருமையான குழம்பிய முகிலானது மழை, கன்மழை, பனி, அல்லது ஆலங்கட்டி மழை ஆகியவை ஏற்படக்கூடும் என்பதை அறிவிப்பதோடு, மின்னல் இடியுடன் கூடியதாக இருக்கும் என்பதையும் காண்பிக்கிறது.

திரண் கார்முகில் ஏற்படுவதற்கான நிலை, திரண் முகிலுக்கான நிலையே ஆகும். இது முன் கூறியதுபோல் பொதுவாக திரண் முகிலிலிருந்து உருமாறு முறையினுல் தோன்றுகிறது. இது பொதுவாகச் சீறும் காற்றோட்டங்களுடனும், மழை, ஆலங்கட்டி, சூருவளிகள் ஆகியவற்றுடனும் கூடியிருப்பதால் இந்த முகிலின் வழியாக விமானங்கள் பறப்பது மிகவும் ஆபத்தாகும்.

மேற்சொன்ன 10 விதமான முகில்கள், அவற்றின் பல்வேறு வகைகள் ஆகியவற்றைத் தவிர, நில உயர்வு காரணமாகத் தோன்றுவதும், மற்றும் பல சிறப்பான முகில் வகைகளும் அறியப்பட்டுள்ளன. அவையாவன :

(Noctilucent Clouds, Nacreous Clouds-நாக்டிலுஸன்ட், நேஸ்ரியஸ் முகில்கள்), (Condensation Trails) திரவமாதல் முகில்கள், தீயின் புகை காரணமாக ஏற்படும் முகில்கள், மற்றும் எரிமலை வெடிப்புகளால் ஏற்படும் முகில்கள் முதலியன.

முகில்களின் உயரம்
(Height of Clouds)

பார்க்கும் இடத்திலிருந்து பார்க்கப்படும் இடம் வரை அதாவது, முகிலின் அடிப்பாகம் அல்லது மேற்புறம் வரை உள்ள செங்குத்துத் தூரமே முகிலின் உயரமாகும். இது எப்போதும் சராசரி கடல் மட்டத்திலிருந்து அளக்கப்படுகிறது. முகிலின் பல்வேறு வகைகளின் பரவல், பூமிக்குமேல் எவ்வளவு உயரமுள்ளது என்பது ஒரு குறிப்பிட்ட அமைப்பைக் கொண்டதாக உள்ளது. குறிப்பிட்ட வியாப்தியைக் கொண்ட மூன்று மட்டங்கள், முகில்கள் தோன்றும் வளிமண்டலத்தில் அறியப்பட்டுள்ளன. இந்த ஆதாரமாகக் கொண்டு முகில்களானவை அட்டவணையில் குறிக்கப்பட்டதுபோல் விரிவாகப் பிரிவினை செய்யப்பட்டுள்ளன.

ஒரு முகிலின் செங்குத்துப் பரவல் என்பது அடிப்பக்கத் திற்கும், மேல் மட்டத்திற்கும் இடையே உள்ள தூரமாகும். பூமிக்குமேல் பல்வேறு வகை முகில்கள் உயரத்தில் ஒரு குறிப்பிட்ட பரவலைக் கொண்டுள்ளபோதிலும், இவை அட்சரேகைகளுக்கும், பருவ காலத்திற்கு ஏற்பவும் மாறுபடுவதால் பல்வேறு முகில்களின் உயரத்தைப்பற்றிக் குறிப்பாக ஒன்றும் சொல்ல முடியாது. பொதுவாக முகில்கள் காணப்படும் உயரங்கள் விரிவான வியாப்தியை உடையன. அயன மண்டலப் பகுதிகளில் கடல் மட்டத்திலிருந்து 18 கிலோமீட்டர் வரையிலும், நடு அட்சரேகைகளில் 13 கிலோமீட்டர் உயரம் வரையிலும், துருவப் பிரதேசங்களில் 8 கிலோமீட்டர் உயரம் வரையிலும் முகில்கள் காணப்படுகின்றன. இவ்வாறு முகில்களின் உயரங்களில் காணப்படும் வேறுபாட்டிற்குக் காரணம் முக்கியமாக வளிமண்டலத்தில் ஏற்படும் வேறுபட்ட வெப்பநிலைகளே ஆகும். பொதுவாக எல்லா முகில்களுமே கோடையில் இருப்பதைவிடக் குளிர்காலத்தில் சற்றுத் தாழ்வான உயரத்தில் காணப்படுகின்றன. இதே காரணத்தினால்தான் அயன மண்டலத்தில் இருப்பதைக் காட்டிலும் துருவப் பிரதேசங்களில் தாழ்வாக உள்ளன. குளிர்காலத்தில் ஈரப்பத விகிதம் அதிகமாக இருப்பதால் குறைந்த உயரங்களிலேயே திரவமாதல் நடைபெறவும், முகில்கள் தோன்றவும் ஏதுவாகிறது. காற்றானது பனிநிலைக்குக் குறைவான வெப்பநிலைக்குக் குளிர்விக்கப்படுவதற்கு அதிக உயரங்களுக்கு எழும்பத் தேவையில்லை.

முகில் மூட்டத்தின் அன்றாட, வருடாந்திர வேறுபாடு (Diurnal Annual variation in Cloudiness)

மேகமூட்டம் அல்லது முகில் அளவு, ஆகாயத்தை மூடி மறைத்திருக்கும் முகில்களின் அளவு வாயிலாகக் குறிக்கப்படுகிறது. இது பொதுவாக ஆகாயத்தின் மொத்தப் பரப்பில் தசாம்ச பாகமாகக் கொடுக்கப்படுகிறது. உதாரணமாக, கொடுக்கப்பட்ட எண்ணானது $\frac{5}{10}$ என்றால் ஆகாயம் பாதி அளவுக்கு முகில்களால் மூடப்பட்டுள்ளது என்று பொருள். O என்றால் முகில் இல்லை என்று பொருள். முகில் மூட்டத்தில் அன்றாடம் ஏற்படும் மாறுபாடு ஒழுங்கற்று இருப்பதற்குக் காரணம் திரண்முகில், படைமுகில் ஆகியவற்றின் தோற்றத்தில் உள்ள வேறுபாடு ஆகும். மொத்தத்தில் முகில் மூட்டமானது நடுப்பகலுக்கு மேல் அதிக பட்சமாயும், மாலை நேரத்தின் பிற்பகுதியில் குறைந்த பட்சமாயும் இருக்கும். அதிக பட்ச முகில் மூட்டம் ஏற்படும் நேரமானது பருவத்திற்கு ஏற்றவாறு மாறுபடுகிறது. எடுத்துக் காட்டாகக்

குளிர்காலத்தில் நண்பகலுக்கு முன்பும், கோடையில் நண்பக லுக்குப் பின்பும் காணப்படுகிறது. கோடையில் அதிக பட்ச முகில் மூட்டம் நடுப்பகலுக்குப் பின்பு ஏற்படுவதற்குக் காரணம் திரண் முகில்கள் தோன்றுவதாகும். படைமுகில்கள் விடியற்காலை நேரங் களில் தோன்றுகின்றன. கோடைக்காலத்தைப்போல் அல்லாமல் குளிர் காலத்தில் முகில்மூட்டத்தில் ஏற்படும் வேறுபாடு நன்கு குறிக்கப்படுவதில்லை.

வருடாந்திர வேறுபாடானது அட்சரேகையைப் பொறுத்த தாகும். மிதவெப்ப மண்டலங்களில் அதிகபட்ச முகில்மூட்டம் குளிர்காலத்திலும்; குறைந்தபட்சம் கோடையிலும் ஏற்படுகிறது. ஆனால் அயன மண்டலப் பகுதிகளில் இதற்கு நேர்மாறாக நடை பெறுகிறது. ஆகவே இந்த வேறுபாடானது மழைப்பொழியும் காலங்களைப் பெரும்பாலும் பின்பற்றுகிறது என்பது தெரிகிறது. இவ்வாறாக அயன மண்டலங்களில், சிறப்பாக, பருவக்காற்றுப் பிரதேசங்களில் அதிக பட்சமேக மூட்டமானது கோடை மழை யுடன் ஒருமித்துக் காணப்படுகிறது. மத்தியதரைக்கடல் பகுதி களில் மேகமூட்டமும், மழைப்பொழிவும் குளிர்காலத்தில் அதிக பட்சமாய் உள்ளன. ஆனால் உள்நாட்டுப் பகுதியில் மிதவெப்ப மண்டலங்களில் அதிகபட்ச மழைப்பொழிவு ஏற்படும் காலமாகிய கோடைப்பருவத்தில் குறைந்தபட்ச மேகமூட்டமே காணப்படு கிறது.

இந்தியாவில் எல்லாவிதமான முகில்களும் முக்கிய இடம் பெறுகின்றன. ஜூலை மாதத்தில் அதிகபட்ச முகில்மூட்டம் ஏற்படுகிறது. ஏனெனில் அந்தப் பருவத்தில்தான் ஈரம் நிறைந்த தென்மேற்குப் பருவக்காற்று வீசுகிறது. ஆனால் குறைந்தபட்ச முகில் மூட்டமோ வறண்ட வடகிழக்குப் பருவக் காற்று இயங்கும் ஜனவரி மாதத்தில் ஏற்படுகிறது.

பூமியின் மேல் முகில்மூட்டத்தின் பரவல்
(Distribution of cloudiness over the earth)

விரிவான முறையில் பார்க்குங்கால், முகில்மூட்டத்தின் பரவலானது, அழுத்தத்தின் பரவலை ஒத்திருக்கிறது. இதனால் பெருமளவுக்கு மழைப் பொழிவின் பரவலும் இதை ஒத்திருக்கிறது. இவ்விதமாகக் காற்றோட்டங்கள், ஒன்று கூடுமிடமான பூமத்திய ரேகைப் பிரதேசங்களில் அதிகபட்ச முகில்மூட்ட மண்டலம் காணப்படுகிறது. அப்படி இருப்பினும், முகில்மூட்டத்தின் அள வானது, அப்பகுதிகளில் ஏற்படும் மழைப்பொழிவோடு ஒத்திட்டுப் பார்க்கையில் குறைவாகத்தான் உள்ளது. இதற்குக் காரணம்,

தலத்திற்குரிய குணங்களுடன் கூடிய சலனத்தின் காரணமாகத் தோன்றிய முகில்கள் இந்த அட்சரேகைப்பகுதிகளில் காணப்படுவதேயாம். இந்த பூமத்திய மண்டல முகில் மூட்டமானது குறைந்த பட்ச மழைப் பொழிவை உடைய உபஅயன அதிக அழுத்த மண்டலங்களை நோக்கி அளவில் குறைகிறது. இக்குறைந்த பட்ச முகில் மூட்ட மண்டலத்திலிருந்து துருவத்தை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல, முகிலின் அளவும், மழைப்பொழிவும் அதிகரிக்கின்றன. நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளில் அதிகபட்ச முகில்மூட்ட மண்டலம் அதிகபட்ச மழைப் பொழிவுப் பகுதியுடன் ஒருமித்துக் காணப்படவில்லை. இதற்குக் காரணம், இப்பகுதிகளில் மேக மூட்டமும், மழைப் பொழிவும், சூருவளிகள், வளிமுகங்கள் ஆகிய வற்றால் ஏற்படுவதாகும். துருவப் பிரதேசங்களில் வறண்ட காற்று நிலவுவதால் மேகத்தின் அளவு குறைவாக உள்ளது. மேலும் முகில் மூட்டத்தின் பரவலானது, பூமியின் மேற்பரப்பில் நீர், நிலப் பரவல்களின் வேறுபாட்டைப் பொறுத்தும் மாறுபடுகிறது. நிலப் பகுதிக்குமேல் காணப்படுவதைக் காட்டிலும், நீர்ப்பரப்பின் மேல் முகில் மூட்டம் அதிகமாயுள்ளது. பாலைவனங்களிலும். மித வறட்சி மண்டலங்களிலும் (Semi-Deserts) ஆகாயத்தில் பெரும் பகுதிகள் மேகமின்றியே இருக்கும். உள்நாட்டுப் பகுதிகளைக் காட்டிலும், கடற்கரைப் பகுதிகளில்மேல் முகில் மூட்டம் அதிகம். அதிக பட்ச முகில்மூட்ட மண்டலமானது, அட்லாண்டிக், பசிபிக் மகா சமுத்திரங்களின் மீது 50° முதல் 70° வரையுள்ள வட அட்சரேகைப் பகுதிகளிலும், தென் கோளார்த்தத்தில் பூமியைச் சுற்றி 45° முதல் 50° தெற்கு அட்சரேகை வரையிலும் காணப்படுகிறது.

மாறிக்கொண்டிருக்கும் முகில் வகைகள், அவற்றின் தோற்றம். வளர்ச்சி இயக்கம், பின்பு மறைவு ஆகிய விவரங்கள் யாவும், கற்பனையைத் தூண்டுவதோடல்லாமல் வளிமண்டல பௌதிகப் படிப்பிணைக்கு ஆவலைத் தூண்டுகின்றன. மேலும் இவை வானிலை ஆராய்ச்சியாளர்களுக்கும், விமானிகளுக்கும், வளிமண்டல நிலைமையைப் பற்றிய செய்திகளுக்கும் மிக இன்றியமையாத ஓர் ஆதாரமாகவும் அமைகின்றன. எடுத்துக்காட்டாக, தொடர்ச்சியாகத் தகடு போல் படர்ந்து காணப்படும் ஒரு படுகை முகிலின் நடு நடுவே ஆங்காங்கு நீல நிற வானம் தென்பட்டால், அதன் சுற்றுப்புறத்தில் செங்குத்தாகக் காற்று இயக்கம் ஏதும் நிகழவில்லை என்பதைக் காட்டுகிறது. ஆனால் தாழ்ந்த உயரத்தில் காணப்படும் ஒரு திரண்முகில் அல்லது திட்டமான திரண்கார் முகிலானது, மேலெழும்பும், கீழிறங்கும் சக்தி வாய்ந்த காற்றோட்டங்களையுடையதாக இருப்பதால் இந்த முகில்களின் ஊடே விமா

னங்கள் பறப்பது கடினமானதாக இருப்பதோடல்லாமல் ஆபத்தானதுமாகும் என்பதை விமானிகளுக்கு எச்சரிக்கைப் படுத்துகிறது. மெதுவாகத் திரண்டு கொண்டு வரும் பாந்த தகடு போன்ற முகிலானது (Sheet Cloud), அதன் அடிப்பக்கம் கீழ் நோக்கி இறங்கி வரும்போது, விமானம், காற்றோட்டம் நிறைந்து தீவிரமான சூறாவளிக்கான பகுதியில் இருக்கிறதென்பதை விமானிக்கு அறிவிக்கிறது. இவ்விதமாக முகிலின் பொதுப்படையான இயக்கமானது அவை சம்பந்தப்பட்டுள்ள வளிமண்டலப் படுகையில் நிலவும் காற்றின் வேகத்தையும் திசையையும் அறிவிக்கிறது.

மழைப் பொழிவின் போக்குகள் (The Process of Precipitation)

வளிமண்டலத்தின் நீர்ச் சுழற்சியில் (Water Cycle) நீராவியாதல், திரவமாதல், மழை, அல்லது பனிப்பொழிவு ஆகியவை தனிப்பட்ட மூன்று அம்சங்களாகும். ஆவியாதலைப் பற்றியும் திரவமாதலைப் பற்றியும் ஏற்கெனவே விரிவாகக் கூறப்பட்டுள்ளது. அவற்றிற்கிடையே யுள்ள வேறுபாடும் தெளிவாய் அறியப்பட்டுள்ளது. ஆனால் திரவமாதலும், மழைப் பொழிவும் தனித் தனியே நடைபெறும் நிகழ்ச்சிகளாயிருந்த போதிலும் அவற்றிடையேயுள்ள வேறுபாடு நன்கு அறியப்படவில்லை. மேலெழும்பும் காற்று, திரவமாதல் நிலையை அடைந்து அதைக் கடந்து பின், அதன் விளைவாக மேகங்கள் தோன்றிய போதிலும் மழைப் பொழிவே ஏற்படாமல் இருக்கக் கூடும். முன்பே சொல்லப்பட்டது போல் திரவமாதல் நிகழ்ச்சியின் போது, 50 முதல் 200 மைக்ரோன் வரை விட்டமுள்ள நீர்த்திவலைகள் ஏற்பட்டபோதிலும், சிறப்பாக மழைப்பொழிவின் போது நீராவியின் மூலக்கூறுகளை, 10 மைக்ரோன் விட்ட அளவுக்கு மேல் இல்லாமல் மிக நுண்ணிய நீர்த் திவலைகளாக ஒன்று திரட்டுவதேயாகும். சராசரியில் ஒரு மேகத்துளி (Cloud Droplet) 20 மைக்ரோன்களுக்கும் குறைவான ஆரத்தை உடையதாயிருக்கும். தனிப்பட்ட மேகத்துளிகள் பூமியில் மழையாக விழுவதற்கு மிகச் சிறியவையாயுள்ளன.

முன்பே கூறப்பட்டது போல், மழைப் பொழிவு என்பது ஆவி ருபத்திலுள்ள நீரானது, திரவ ருபத்திலோ, திட ருபத்திலோ மாற்றப்பட்டு பூமியின் மீது விழுவதாகும். முன் சொன்னதுபோல் மேகங்கள் காற்றில் கூழ்நிலையில் தேங்கி நிற்கும் (Colloidal Suspension) நீராகும். மேகம் கூழ்நிலையில் உறுதித் தன்மையுடையதாக உள்ளது. இந்நிலையில் மேகத் துளிகள் ஒன்றோடொன்று சேராமல் காற்றில் மிதந்து கொண்டிருக்கும் வரையில் மழைப்பொழிவோ, பனிப்பொழிவோ ஏற்படு

வதில்லை. இம்மேகத்துளிகள் ஒன்று கூடிப் பெரிதாகுமேயானால், அவை கனமாகி காற்றில் மிதக்க முடியாமல், உறுதியற்ற நிலையை யடைந்து, முடிவில் மழைப் பொழிவை ஏற்படுத்துகிறது.)

முன்பே கூறப்பட்டதுபோல் (மேகத்துளிகள் மிகச் சிறியனவாயிருப்பதால், காற்று லேசாக மேலெழும்போது கூட மிதந்து கொண்டேயிருக்கின்றன. இந்த நீர்த்திவலைகள், திரவமாதல் நிலைக்கும் தாழ்ந்த நிலையை அடைந்தாலும் கூட, அவை திரவமாக பூமியை வந்தடைவதற்கு முன்னமேயே ஆவியாகிவிடுகின்றன. சிற்சில சமயங்களில் மழையில்லாமல் ஆகாயம் மேக மூட்டமாக இருப்பதற்கு மேற்சொன்னதே காரணமாகும்.) இதிலிருந்து நாமறிவது யாதெனில், (மேகங்களைத் தோற்றுவிக்கும் திரவமாதல் நிகழ்ச்சி தொடர்ந்து நிகழ்ந்தாலும் கூட மழைப்பொழிவு ஏற்பட முடியாது என்பதாகும். மழைப்பொழிவு ஏற்படுவதற்கு வேறு பல நிகழ்ச்சிகளும் இடம் பெறுகின்றன. மேக மூட்டமான திரவமாதல் நுண்ணிய நீர்த்திவலைகளின் செறிவை உண்டாக்குகிறது. மில்லியன் கணக்கிலுள்ள சிறுசிறு நீர்த்திவலைகள் ஒன்று சேர்ந்து, அதனால் எண்ணிக்கையில் குறைந்தும், கனமாகியும், பூமியின் மீது விழக்கூடியதுமான பெரிய நீர்த்துளிகளாக மழைப்பொழிவு நிகழ்ச்சிகளால் மாற்றப்படவேண்டும். ஒரு மி. மீ. விட்டத்தையுடைய மழைத்துளியின் எடையானது, 10 மைக்ரோன் அளவுள்ள ஒரு மேகத்துளியைப்போல் பத்து லட்சம் மடங்கு அதிகமாகும். (நீர்த்துளிகள் எடை, அவற்றின் ஆரங்களின் மூன்றும் அடுக்குக்கு நேர்விகிதத்திலுள்ளன.) 3 மி. மீ. விட்டத்தையுடைய, நல்லதொரு மழைத்துளி ஏற்படுவதற்கு 10 மைக்ரோன் அளவுள்ள 27 மில்லியன் நீர்த்துளிகள் ஒன்று சேரவேண்டும். சிறிய நீர்த்திவலைகள் ஒன்று சேர்ந்து பெரிய மழைத்துளிகள் ஏற்பட, மழைப் பொழிவிற்கான பல நிகழ்ச்சிகள் ஒன்றுகூடிச் செயலாற்றுகின்றன. ஆராய்ச்சிகளினால் நமக்குத் தெரிந்த வரையில், அதிக அளவிலுள்ள சிறிய மேகத்துளிகளை ஒன்றுகூட்டி மழைத்துளிகளைத் தோற்றுவிக்கக்கூடிய இரு தனிப்பட்ட நிகழ்ச்சிகள் இருப்பதாகத் தெரிகிறது.

மேற்சொன்ன இரு பௌதிக முறைகளில் முதன்மையானது பனிப்படிக முறை என்றும் (Ice Crystal Process), மற்றொன்று புவி ஈர்ப்பினால் ஒன்று சேர்த்தல் (Gravitational Coalescence) அல்லது பெட்டர்ஸன் (Petterson) அவர்கள் கூறியபடி "கவர்வு முறை" (Capture Process) என்று வழங்கப்படுகின்றது.

பனிப்படிக முறை (The Ice Crystal Process)

மழைப் பொழிவிற்கு ஏற்றுக்கொள்ளக் கூடிய ஒரே ஒரு முக்கியமான போக்கு, 0°c வெப்ப நிலைக்கும் குறைவாயுள்ள நீர்த் திவலைகளும் பனிப்படிகங்களும் கலந்து உருப்பெறும் மேகம் உறுதியற்ற சூழ்நிலையில் இருப்பதே என்று பெர்ஜிரான் (Bergeron) எடுத்துக் கூறியுள்ளார்.

மேலெழும்பும் காற்றானது வெப்பம்புகா மாறுதலினால் குளிர்ச்சியடைவதன் பயனாக, காற்றின் ஒப்பீரப்பதன் அதிகரிக்கிறதென்பது எல்லோரும் நன்கு அறிந்ததே. காற்று பூரிதநிலையை அடையும்போது நுண்ணிய மேகத்திவலைகள் தோன்றுகின்றன. இந்நீர்த்திவலைகள் பனிக்கட்டியின் உருகுநிலையான 0°c வெப்ப நிலையில் உறைவதில்லை. 0°Cக்கும்–14°Cக்கும் இடையேயுள்ள வெப்பநிலையில் மேகமானது, பொதுவாக நுண்ணிய நீர்த்திவலைகளால் நிரம்பியிருக்கும் என்றும், – 12.22°C முதல் – 28.88°C வரையுள்ள வெப்பநிலையில் உள்ள மேகத்தில் நீர்த்திவலைகளும், பனிப்படிகங்களும் கலந்து காணப்படுமென்றும், இன்னும் தாழ்ந்த வெப்பநிலைகளில் பனிப்படிகங்களே மேலோங்கிக் காணப்படுகின்றன வென்றும், மிகக் குறைந்த வெப்பநிலைகளில் பனிப்படிகங்கள் மட்டுமே யுள்ளனவென்றும் கண்டறியப்பட்டுள்ளது.

மழைப் பொழிவை விளைவிப்பதற்கு, நீர்த்திவலைகளும் பனிப்படிகங்களும் கலந்து நிரம்பியுள்ள மேகமே மிகவும் பயனளிக்கக் கூடியது. இதற்குக் காரணம், உறை நிலைக்குக் கீழுள்ள வெப்ப நிலையிலுள்ள பனிக்கட்டியின் மீதுள்ள ஆவி அழுத்தத்தைக் காட்டிலும் தண்ணீரின்மீது ஆவி அழுத்தம் அதிகமாயிருப்பதாகும். ஆவியழுத்தங்களில் அதிக வித்தியாசம் இல்லையெனினும், இந்தச் சிறு வித்தியாசம் கூட முக்கியமானது. ஒரு நீர்த் துளியும், பனிப்படிகமும் உறை நிலைக்குக் குறைந்த வெப்ப நிலையில், அடுத்தடுத்து இருக்குமேயானால், தண்ணீரின் மீதுள்ள ஆவி அழுத்தம் பூரித நிலையை மட்டுமே அடையும். ஆனால் பனிப்படிகத்தின் மீதுள்ள ஆவி அழுத்தமோ அதிபூரித நிலையை அடைகிறது. இவ்வாறு திரவ ரூபத்திலுள்ள நீர்த்திவலைகள் திடரூபத்திலுள்ள பனிப்படிகங்கள் ஆகியவற்றின் மீதுள்ள ஆவியழுத்தங்களில் ஏற்படும் வித்தியாசத்தின் விளைவாக ஆவியாகின்றன. இந்த நீராவி பனித்திவலைகளை அணுக்கருக்களாகக் கொண்டு, அதைச்சுற்றித் திரவமாகிறது. அதிகக் குளிர்ச்சியாயுள்ள நீர்த்திவலைகளாலான மேகத்தில், மேலும் சில பனிப் படிகங்களைச் சேர்த்தால், பனிப்படிகங்கள் வேகமாக வளர ஆரம்பிக்கும். ஆவி அழுத்தச் சரிவானது நீர்த்திவலைகளிலிருந்து பனிப்படி

கங்களை நோக்கிக் குறைவதன் பயனாகப் பனிப்படிகங்கள் நீராவி யாகும் நிலையிலுள்ள நீர்த்துளிகளின் மூலக் கூறுகளைத் தன்னிடத் தில் ஈர்ப்பதால் மேற்சொன்ன பனிப்படிகங்கள் பெரிதாகின்றன. பனி அணுக்கருக்களைச் சுற்றி நீரானது சேரச்சேர, வெண்பனிச் செதுக்கங்கள் (SnowFlakes) புவி ஈர்ப்பு விசை தாக்கப்படுமள விற்குக் கனமாகின்றன. மேலெழும்பும் காற்றானது மேலும் இந்தக் கனமான செதுக்கங்களைத் தாங்கமுடியாமல் இருக்கும் நிலையில் அவை பூமியை நோக்கி விழுகின்றன. கோடையில் இவை கீழ் நோக்கி வரும்போதே தண்ணீராக உருகுகின்றன.

கண்டறிந்த விஷயங்களுடன் ஒத்திருப்பதால், மழைப்பொழி விற்கான பனிப்படிகக் கருத்து (Ice crystal theory) ஒப்புக்கொள்ளப் பட்டது. மிதமான மழைப்பொழிவிலிருந்து கனமான மழைப் பொழிவு வரையுள்ள எல்லாவிதமான பொழிவுமே, மேற்சொன்ன முறையில் ஏற்படுகிறதென்று, பனிப்படிகக் கருத்தை வெளியிட்ட எல்லோரும் குறிப்பிட்டிருக்கிறார்கள். பனிப்படிகங்களில்லாத மேகங்களிலிருந்து தூறல் மழைதான் ஏற்படக்கூடும் என்னும் இக் கருத்தானது, கண்டறிந்த விஷயங்களிலிருந்து முடிவு செய்யப் பட்டுள்ளது. அதாவது நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளில் மழையை விளைவிக்கும் மேகங்களானவை, உறைநிலையையும் கடந்து வியா பிப்பதுடன், பூமியை மழையாக வந்தடையும் வீழ்ச்சியில், பெரு மளவு உருகிய வெண்பனியாகும். இக்கருத்தை நிலைநாட்டுவதற் கான மிகவும் நல்லதொரு அத்தாட்சி பின்வருமாறு :—"திரண் முகிலானது" பனி அணுக்கருக்களின் நிலையை அடைந்து "திரண் கார் முகிலாக" உருவாகும்போது ஏற்படும் திடீர் மழைப் பொழிவு ஆகும்.

பனிப்படிக முறையே முக்கியமான எல்லாவிதமான மழைப் பொழிவிற்கான ஒரே ஒரு முறையென்று சில வருஷங்களுக்கு முன்னால் பரந்து வியாபித்திருந்த கொள்கையாகும். ஆனால் தற்போது, மேற்சொன்ன கருத்து, அயன மண்டலத்தில் ஏற் படும் மழைப்பொழிவிற்கான சில அம்சங்களை விளக்கச் சக்தி யற்றதாகக் காணப்படுகிறது. கீழ் அட்சரேகைகளில் மிதமான பொழிவிலிருந்து கனமழைப் பொழிவுவரை ஏற்படுத்துவதற்கான மேகங்கள் 0°C வெப்பநிலைக்கும் அதிகமாயுள்ள வெப்பநிலைகளி லுள்ளனவென்றும் காட்டப்பட்டுள்ளன. தவிர, பனிப்படிக முறையில், படிகங்கள் தானாகவே பெரிய அளவிற்கு வளர இய லாது. மேற்சொன்ன விஷயங்கள், பனிப்படிகக் கருத்தை, உறை நிலைக்கும் மேலுள்ள நிலையில் பரவி இருக்கும் மேகங்களைப் பொறுத்தவரை உண்மையென ஒப்புக்கொண்டபோதிலும், பெரிய மழைத்துளிகள், பனிச் செதுக்கங்கள் ஆகியவற்றின் தோற்றத்திற்

கான வேறொரு மழைப்பொழிவின் போக்கு இருந்தாக வேண்டுமெனத் தெரிகிறது. ஏற்றுக்கொள்ளக்கூடியதாகத் தோன்றும் மற்றொரு கருத்து: காற்றினூடே சிறு நீர்த்திவலைகள் விழும்போது அவை ஒன்று சேர்தல் ஆகும். இதைத்தவிர இன்னும் பல முறைகளிருந்தபோதிலும், அவை அவ்வளவு முக்கியமானவையல்ல.

புவி ஈர்ப்பால் ஒன்றுபடல் முறை.
(The Gravitational Coalescence Process)

மேகத்திவலைகள் விழும் போது, சில ஒன்றோடொன்று மோதிக் கொள்கின்றன. பெரிய துளிகள், சிறிய திவலைகளை ஒழித்துப் பெருகுகின்றன. திவலைகள் ஒரே சீரான அளவாக இல்லாமற் போயின், அவை ஒவ்வொன்றும் வெவ்வேறு வேகத்தில் பூமியை நோக்கி விழுவதின் பயனாக ஒன்றோடொன்று மோதுகின்றன. திவலையின் அளவு பெரிதாக ஆக, அவை அவ்வளவுக்கவ்வளவு சிறிய திவலைகளை ஒன்று சேர்ப்பதில் வல்லமை மிகுந்து காணப்படும். இப்போக்கின் வெற்றியானது பலதரப்பட்ட அளவுகளுடைய நீர்த்திவலைகளின் பரந்த வியாபனத்தையும், மேகத்தில் அவற்றின் செறிவையும் பொறுத்துள்ளது. இதைத் தவிர, அயன மண்டலப் பகுதிகளில், இம்முறை வெற்றி பெறக்காரணம், சிறிய நீர்த்துளிகளை ஒழித்து, பெரிய நீர்த்திவலைகளின் வளர்ச்சிக்கு அனுகூலமாயுள்ள பல்வேறு அளவுள்ள நீர்த்திவலைகளைக் கொண்ட துரிதமாக உருவாகும் திரண் முகிலாகும்.

பல்வேறு அளவிலுள்ள துளிகள், காற்றின் வேகத்தை ஒட்டி, வெவ்வேறு வேகங்களில் பூமியை நோக்கி விழுகின்றன என்பது அறிந்ததே. காற்றின், மேல் நோக்கிய விசை நொடிக்கு 9 மி.மீ. ஆக இருக்குமானால் ஒரு பெரிய மழைத்துளி உயரத்திலேயே நிறுத்தப்படக்கூடும். மேலும் சிறிய திவலைகள் மேல் நோக்கி மேகத்தில் எடுத்துச் செல்லப்படக்கூடும். சாதாரண அளவிலுள்ள மழைத்துளியில் 8,000,000 மேகத் துளிகள் அளவுக்கு நீர் உள்ளது என்றும், 200 மடங்கு வேகமாக விழுகிறதென்றும் ப்ருக்ஸ் (Brookes) என்பவர் குறிப்பிட்டுள்ளார். மழைத்துளியின் அளவு விட்டத்தில் 200 மைக்ரோன்கள் முதல், 7,000 மைக்ரோன்கள் (7 மி. மீ.) வரை வேறுபடுகிறது. 5 மி. மீட்டர் (அல்லது) $\frac{1}{5}$'' விட்டத்தையுடைய ஒரு மழைத்துளியானது மணிக்கு 18 மைல் வேகத்தில் விழக்கூடுமென்று கணக்கிடப்பட்டுள்ளது. அதே துளி விட்டத்தில் 7,000 மைக்ரோன் ($\frac{1}{4}$'') அளவிற்குப் பெருக்கமடைந்துவிட்டால் அதன் விழும் வேகம் நொடிக்கு 9 மி. மீட்டரைக் காட்டிலும் அதிகமாயிருக்கும். அதே அளவிலும், அதே வேகத்திலும் விழும் பெரிய திவலையானது,

சிறிய துளிகளாகச் சிதறித் தெறிக்கிறது. தூறல் பகுதிகளின் விட்டமானது 1/50க்கும் குறைவாயுள்ளது. ஆனால் பொதுவாக மழைத்துளிகள் இவற்றைக் காட்டிலும் பெரிதாக இருக்கும்.

மெதுவாக மேலெழும்பும் காற்றில் திரவமாதலானது மெதுவாக நடைபெறுவதுடன், அதில் உள்ள சிறிய நீர்த் திவலைகள், எழுகின்ற காற்றின் ஊடே புகுந்து பூமியின்மேல் விழுகின்றன. இதன் விளைவாக லேசான மழையோ, தூறலோ ஏற்படுகிறது. வேகமாக மேலெழும்பும் காற்றில் அதாவது இடியுடன் கூடிய புயற் காற்றில், மிகத் தீவிரமாகத் திரவமாதல் நடைபெறுகிறது. இதுபோன்ற வேகமாக மேலெழும்பும் காற்று, பெரிய நீர்த்திவலைகளைத் தாங்கவல்லது. இதனால்தான், பொது வாக மழைப் பொழிவு ஏற்படுமுன், கீழே விழும் நீர்த்திவலைகள், பெரிய அளவிலுள்ளன. மேற் சொல்லப்பட்ட மழைத்துளி அளவு எல்லாம், மேற்பரப்பில் கிடைக்கப் பெற்றதாகும். ஆவியாதல், நீர்த்துளிகள் ஒன்று சேர்தல், நீர்த்துளிகள் கீழேவிழும் வேகத்தில் ஏற்படும் வேறுபாடு, பெரிய நீர்த்திவலைகளின் பிளவு ஆகிய அம்சங்களைப் பொறுத்து, காற்றில் நீர்த்திவலைகளின் அளவும், அவற்றின் பரவலும், மேகத்தின் அடித்தளத்திலிருந்து பூமிவரை வேறுபடுகின்றன. ஏற்கனவே கூறப்பட்டது போல், வளிமண்டலத்தில் இருக்கக்கூடிய நீர்த்திவலைகளின் அளவுக்கு, ஒரு மேல் திட்டவரை (Upper Limit) உண்டு.

மழைப் பொழிவின் தோற்றத்தை விளக்குவதற்கு மேற் சொன்ன இரு பௌதிகப் போக்குகளும் போதுமானதென்று முடிவாகக் கூறலாம். இவ்விரண்டு முறைகளும் திரவமாதலின் விளைவாலேற்படும், சிறிய நீர்த்திவலைகளின் மீது செயல் புரிந்து, அவைகளை மழை பொழியும் அளவிற்கு வளரச் செய்கின்றன. பனிப்படிகப் போக்கானது ஆரம்பத்தில் மோதல் முறையைக் காட்டிலும் வேகமாக நடைபெறுகிறது. இம்முறை அதிகக் குளிர்ச்சியடைந்த மேகங்களில் செயல் புரிந்து, சில குறிப்பிட்ட அளவுகளில் மட்டுமேயுள்ள நீர்த்திவலைகளைத் தோற்றுவிக்கின்றன. நீர்த்துளிகளின் வளர்ச்சியின் பிற்பகுதிகளில், ஒன்று சேர்தல் முறை (Coalescence Process) மற்றதைக் காட்டிலும் அதிவிரைவாய் நடைபெறுகிறது. இதனால் வேறுபட்ட அளவுகளிலுள்ள நீர்த்திவலைகள் பரவியுள்ள மேகங்களில் பனிப்படிகங்களாக ஆகாமல் மழைப் பொழிவைத் துவக்குகின்றன. மழைப் பொழிவின் போக்கின் ஆரம்பம் எவ்வாறு உண்டானாலும் மழை அல்லது பனித்துளிகள் முதலியவைகளின் வளர்ச்சி அவை ஒன்றோடொன்று மோதுவதாலும், மற்றும் முகில்களிலுள்ள நீர், பனித்துளிகளுடன் ஒன்று சேர்வதாலும் ஆகும்.

வேறுபட்ட அளவுகளிலுள்ள நீர்த்திவலைகளின் மோதலின் விளைவாக, மேகங்களிலிருந்து மழைப் பொழிவு வெளிப்படுத்தப்பட்டால், இம்முறையில் எல்லா மேகங்களுமே மழைப் பொழிவை ஏன் ஏற்படுத்தக் கூடாது என்னும் கேள்வி எழுகிறது. பெரும்பாலான மேகங்கள் உண்டாக்கும் மழைப்பொழிவு, பூமியை வந்தடையும் முன்பே ஆவியாகி விடுகிறது என்னும் செய்தி எல்லோரும் அறிந்ததே. ஆனால் இது ஒரே காரணம் மட்டுமல்ல. மழைப் பொழிவு ஏற்படும் அளவிற்கு வளர்ச்சியடைய இன்றியமையாதிருக்கும் மோதலானது சில குறிப்பிட்ட அளவுகளுள்ள நீர்த்திவலைகளிடையே மட்டுமே நடைபெறுகிறதென்று சோதனைகள் நடத்தியதிலிருந்து முடிவாகக் குறிப்பிடப்பட்டுள்ளது. மோதல் முறையைப்பற்றி ஒன்றையுமே திட்டமாகக் கூற இயலாது. திரவமாதல் முறையின் முழு விவரம், மழைப்பொழிவு மற்றும் அது சம்பந்தப்பட்டுள்ள நமக்குத் தெரிந்த பல்வேறு இதர பிரச்னைகள், ஆகியவை ஓரளவுக்குத் திருப்திகரமான பயன்களைக் கொடுத்துள்ள போதிலும், மேற்சொன்னவை பற்றிய தீவிர ஆராய்ச்சி சந்தேகங்களை நீக்கவும், தெளிவுபடுத்தவும் அவசியமாகிறது. சோதனைச் சாலையில் நடத்தப்பட்ட ஆராய்ச்சிகள் மேற்சொன்ன ஒவ்வொரு பிரச்னைபற்றியும், திட்டமாக நிரூபிக்கவில்லை. ஏனெனில் சோதனைச்சாலையில் நடைபெறும் ஆராய்ச்சிகளானவை வளிமண்டலத்தில் என்ன நடைபெறுகிறதென்பது பற்றிக் கூறவில்லை. இது போன்ற சமயங்களில் தடைபடாத வளிமண்டலத்தில் என்ன நடக்கிறதென்பதைக் கவனித்து ஆராய்ச்சி செய்ய வேண்டும்.

மழைப்பொழிவிற்கான செயற்கைத் தூண்டுதல்

(Artificial Stimulation of Precipitation)

எல்லா மேகங்களுமே மழையை உண்டாக்குவதில்லை. ஆனால் எல்லா மழைப்பொழிவும் மேகங்களிலிருந்து தான் உண்டாகின்றது என்பது நமக்குத் தெரியும். மேலும் இது மழைப் பொழிவு, திரவமாதல் ஆகிய முறைகளின் விளைவாக நடைபெறுகிறதென்பதும் நாமறிந்ததே. முன்னர் கூறப்பட்டதுபோல், மேகங்கள் என்பன, அதிக உயரத்தில் காற்றில் மிதக்கும் மிக நுண்ணிய நீர்த்திவலைகளேயாகும். மழைப்பொழிவோ, பனியோ ஏற்படுவதற்கு, மேற்சொன்ன நுண்ணிய நீர்த்திவலைகள், பூமியை நோக்கி விழுமளவிற்குப் பெரிதாக வளர்வதற்கேற்றவாறு தூண்டப்பட வேண்டும். இஃது எவ்வாறு இயற்கையில் நடைபெறுகிறதென்பது மேலே விளக்கப்பட்டுள்ளது. பொதுவாக மழைப்

பொழிவின் இன்றியமையாத் தன்மை, மேலும், அது சில குறிப்பிட்ட காலங்களிலும், இடங்களிலும் ஏற்படுவது ஆகிய விஷயங்களின் முக்கியத்வத்தை உணர்ந்து இயற்கையின் முறைகளைப் பின்பற்றிச் செயற்கை முறையினுல் மழைத்துளிகள் உண்டாவதற்கு வேண்டிய தூண்டுதல் முறைகள் மனிதனுல் கையாளப் பட்டன.

உறையக் கூடிய அல்லது ஈரமுறிஞ்சும் கூறுகளும் மழைப் பொழிவிற்குத் தேவையான அளவிலுள்ளதுமான பனிப் படிகங்கள் அல்லது நீர்த்திவலைகளை மேகங்களில் புகுத்துவதன் மூலம் செயற்கை மழை ஏற்படுத்தப்படுகிறது. மழைப்பொழிவிற்கான அணுக்கருக்களாகத் திகழ்வதற்குத் தகுந்த அளவில் நீர்த்திவலைகளைப் புகுத்துவது பற்றிச் சோதனைகள் நடத்தப் பட்டன. அதன்படி "வறண்ட பனிக்கட்டி" (Dry-Ice—மிகக் குறைந்த வெப்பநிலையில் திடநிலையிலுள்ள கரியமிலவாயு), வெள்ளி அயோடைடு (Silver Iodide) ஆகியவை, தேவையான குளிர்ச்சியை விடத் தாழ்வான வெப்ப நிலையிலுள்ள படைமேக அடுக்கின் மேல் தெளிக்கப்பட்டால், பனிவிழ ஆரம்பித்து, சில நிமிடங்கள் கழித்து மேகங்கள் கரைந்து விடுகின்றன. இவ்வாறு ஏற்படும் பனி மழைப்பொழிவின் அளவு மிகக் குறைவாகும். ஆனுல் இதே முறைகள், அதிக ஆழமுள்ள மேகங்களில் கையாளப்பட்ட போது, முன்னதைக் காட்டிலும் நல்ல விளைவுகளைக் கொடுத்துள்ளன. அயன மண்டலங்களில், முகில்களின் மேல் பாகம் உறைநிலையை அடைவதில்லை. அஃதாவது அவை வெப்பமான முகில்களாகும். இத்தகைய மேகங்களில், நுண்ணிய நீர்த்திவலைகளைக் காட்டிலும், பெரிய அளவிலுள்ள சில நீர்த் திவலைகளிருக்குப்போது, மழைப்பொழிவு வெளிப்படுத்தப்படுகிறது. இப்பெரிய நீர்த்துளிகள் காற்றிலுள்ள சில பெரிய அணுக்கருக்களைச் சுற்றித் தோன்றுகின்றன என்று எடுத்துக் காட்டப் பட்டுள்ளது. இத்தகைய அணுக்கருக்களில்லாத பொழுதும் மழைப்பொழிவு தூண்டப்படக் கூடும் எனச் சோதனைகள் காண்பித்துள்ளன. அதாவது உப்புகளையோ (Salt Particles) நீர்த் திவலைகளையோ, மேகங்களில் தெளிப்பதன் மூலம், வெற்றி காணப் பட்டுள்ளது.

செயற்கை மழைப்பொழிவுத் தூண்டுதல் பற்றிப்பெரிய அளவில் சோதனைகளும் ஆராய்ச்சிகளும் நடத்தப் பெற்றுள்ளன. சிறப்பாக அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் மத்திய மேற்குப் பகுதியில் இத்தகைய சோதனைகள் அதிகம் நடத்தப்பட்டுள்ளன. மற்றும் ஆஸ்திரேலிய, ஆப்பிரிக்க நாடுகளின் வறண்ட பகுதி

களிலும் மேற்சொன்ன செயற்கை மழைத் தூண்டுதல் பற்றிய சோதனை செய்யப்பட்டுள்ளது. நம் நாட்டிலும் சோதனைகள் நடத்தப்பட்டன. ஆனால் இது வரை முடிவான விளைவுகள் எதுவும் அறியப்படவில்லை. கிடைக்கப்பெறும் மழையில் எவ்வளவு இயற்கையாக ஏற்பட்டது, எவ்வளவு செயற்கைத் தூண்டுதலின் விளைவாக ஏற்பட்டது என்பதைத் தீர்மானிப்பது கடினம். முகில்களுள் அதிக அளவில் அணுக்கருக்களைப் புகுத்தினால் (Seeding of Clouds,) மழைப்பொழிவை அதிகப்படுத்தவும், வறண்ட பருவத்தைக் குறைக்கவும், திரண் முகில், கனமுகில் படுகைகள் ஆகியவை காணப்படும் பிரதேசங்களில் வறட்சியைத் தவிர்க்கவும். சாதனம் உண்டு என்று சோதனைகள் ஓரளவுக்குக் காண்பித்துள்ளன. மழைப்பொழிவிற்கான செயற்கைத் தூண்டுதல் பயனளிக்கும் நிலைமைகளை அறிவதற்கு, இன்னும் சோதனைகள் நடத்தப்பட வேண்டும். இதுவரை செய்யப்பட்டுள்ள ஆராய்ச்சிகளெல்லாம் மேற்சொன்னதற்கான ஆரம்பமேயாகும்.

மழைப்பொழிவின் உருவங்கள்
(Precipitation Elements or Forms)

மழைப்பொழிவென்பது, அதிக எண்ணிக்கையிலுள்ள சிறிய நீர்த்திவலைகள் அல்லது பனிப்படிகங்கள் ஒன்று சேர்ந்து மழைத்துளி அல்லது பனிச் செதுக்கங்களின் அளவிற்குப் பெருக்கமடைவதாகும் என்று முன்பே சொல்லப்பட்டுள்ளது. இம்முறையில் ஏற்படும் விளைவு பலதரப்பட்டதாகும். இவை திரவமாதல் நடைபெறும் போது இருக்கும் வெப்பநிலைகள், காற்றில் நீர்த்திவலைகள் புகுந்து செல்லும் போதுள்ள நிலைமைகள் ஆகியவற்றைப் பொறுத்துள்ளன. மழைப்பொழிவின் பலதரப்பட்ட விளைவுகளில் சில சாதாரணமாயும், மற்றவை அரிதாயும் ஏற்படுகின்றன. மழைப்பொழிவின் உருவங்களை (Elements) அல்லது வகைகளை மூன்று முக்கியப் பிரிவுகளாகப் பிரிக்கலாம். அவை பூமியை வந்தடையும் தோற்றத்தை அல்லது நிலையைப் பொறுத்து முறையே திரவம், உறைகின்ற நிலை (Freezing), உறைந்தது (Frozen), என்பன.

தூறல் (Drizzle)

தூறல் என்பது காற்றோட்டங்களைப் பின் தொடருப்போது மிதப்பது போன்று தோன்றும் மிக நுண்ணியதும், ஒரே சீராக வியாபித்துள்ளதுமான நீர்த்திவலைகளின் தெளிப்பாகும். தூறல்

துளிகள் சிறியதாயிருப்பதோடு மட்டுமல்லாமல், எண்ணிக்கையிலும் கணக்கற்றவையாயிருத்தல் வேண்டும். மூடுபனித்துளிகள் போன்றல்லாமல், தூறல் துளிகள் பூமியை நோக்கி விழுவதுடன், லேசான மழைப்பொழிவையும் ஏற்படுத்துகின்றன. இத்தூறல் மழை, முகத்தில் உணரப்படக்கூடும். இம்மழைத்தூறலானது தாழ்வாய் உள்ள படுகை முகில்களிலிருந்து விழுவதுடன், அடிக்கடிக் குறைவான புலப்படுதன்மை, மூடுபனி ஆகியவற்றுடன் கூடியுள்ளது.

மழை (Rain)

பொழிவின் பல்வேறு வகைகளைக் குறிப்பதற்கு மழை, மழைப் பொழிவு ஆகிய பதங்கள் அடிக்கடி பயன்படுத்தப்படுகின்றன. ஆனால் பொழிவின் உருவங்களில் முக்கியமானது மழையாகும். இது பூமியை வந்தடையும் திரவ நிலையிலுள்ள மழையைத் திட்டமாகக் குறிக்கும். உண்மையில் தூறல் துளிகளைவிட, பெரும்பான்மையான மழைத்துளிகள் அளவில் பெரிதாகவுள்ளன. மழைத்துளிகளின் பலதரப்பட்ட அளவுகள், அவை பூமியை நோக்கி விழும் வேகம் ஆகியவை பற்றி, ஏற்கெனவே குறிப்பிடப்பட்டுள்ளது. சில சமயங்களில் மழைத்துளிகள் தூறல்களின் அளவில் இருக்கக் கூடும். ஆனால் இவை எண்ணிக்கையில் மிகக் குறைவாயிருப்பதோடு, ஒன்றுக்கொன்று, அதிகத் தொலைவில் அமைந்துள்ளன. இதுவே தூறல்களுக்கும், மழைத் துளிகளுக்கும் இடையேயுள்ள வேறுபாடாகும். மிக அதிக உயரத்திலுள்ள மேகத்தில் தோன்றும் இத்தகைய மழைத் துளிகளானவை வறண்ட காற்றின் வழியாக வரும்போது, ஆவியாகிவிடுகின்றன. மற்றும் சில, வழியிலேயே சுருங்குகின்றன. இதற்குக் காரணம், மழைப்பொழிவுப் போக்கானது தேவையான அளவிற்கு விறுவிறுப்பாக நடைபெறுததினால் இருக்கக்கூடும். மேகத்திலிருந்து விழும் மழைத்துளிகளானவை பூமியை வந்தடையுமுன் முழுவதுமே ஆவியாவது, எப்பொழுதோ ஒரு முறை நடைபெறுகிறதாகக் கவனிக்கப்பட்டுள்ளது. நீர்த்திவலைகள் பூமியை வந்தடையும்போது, பெரியதாயும், எண்ணற்றதாயுமிருக்கும்போது, மழைப்பொழிவுப்போக்கு விறுவிறுப்பாய் நடைபெறுகிறது. தவிர மேகங்கள் கனமாயும் மழைத்துளிகள் புகுந்து வரும் காற்று ஈரமாயுமுள்ளது என்று காண்பிக்கப்பட்டுள்ளது.

மழைப்பொழிவில் திரவ நிலையிலுள்ள தூறலும், மழையும், ஏற்கெனவே சொல்லப்பட்ட இரண்டு முறைகளின் விளைவாகவோ, அவற்றின் கூட்டுப் பயனாகவோ ஏற்படக்கூடும்.

உறை மழையும், பனிப்படிவும்
(Freezing Rain, and Glaze)

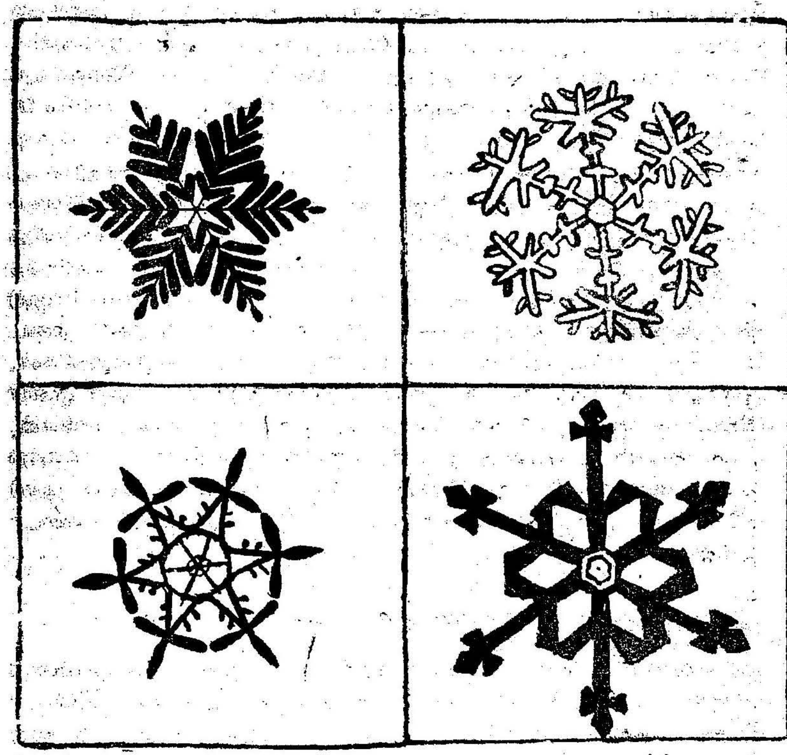
திரவநிலையிலுள்ள மழைத்துளிகளும், தூறல் துளிகளும், சில நேரங்களில், பூமியை வந்தடைந்து உறைகின்றன. அதற்கு உறை மழை என்று பெயர் வழங்கப்படுகிறது. இது துளிகளின் வெப்ப நிலையையும், அச்சமயத்தில் பூமியின் வெப்ப நிலையையும் பொறுத்துள்ளது. கீழே விழும் மழைத்துளிகளின் வெப்பநிலை 0° சென்டிகிரேட்டுக்கு மேலாகவும், பூமியின் வெப்பநிலை உறை நிலைக்குத் தாழ்வாகவுமிருந்தால், நீர்த்துளிகள் பூமியை வந்தடைந்ததும் உறைகின்றன. இதற்குக் காரணம் நீர்த்துளிகள், பெரும்பாலும் குளிர்ந்த பூமி அல்லது மற்றத்திடப்பொருள்களின்மீது வந்து விழும்போது அதிகக் குளிர்ச்சியடைவதேயாகும். குளிர்ந்த காற்றுத் தேக்கத்தின்மீது வெப்ப வளிமுகம் (Warm Front) இயங்கும் போது மேற்சொன்ன "அதிகுளிர்ச்சியாதல்" நடைபெறுகிறது. வெப்பமான காற்றில் உருவாகும் மழைத்துளிகள், குளிர்ந்த காற்றினூடே விழுந்து, பூமியைவந்தடையுமுன் குளிர்விக்கப்படுகிறது. பூமியின் மேற்பரப்பு, தந்திக் கம்பிகள், மரங்கள், வான ஊர்திகள் போன்ற திடப்பொருள்கள் ஆகியவை எல்லாம் உறை மழையின் போது (Freezing Rain) பனிப் படிவால் பூசப்படுகின்றன. இதனால் அதிகச் சேதமும், இடையூறுகளும் உண்டாகின்றன.

வெண் பனி (Snow)

வெண்பனியென்பது திடஉருபத்தில் ஏற்படும் மழைப்பொழிவாகும். உறைநிலைக்குத் தாழ்வான வெப்ப நிலையில் உண்டாகிறது. பனியானது சுத்தமான பனி மேகத்திலிருந்தோ, அல்லது நீராவியிலிருந்து பனிப்படிகங்களின் நேர்முகமான பதங்கமாதலின் காரணமாகப் பனிமேகங்களாக மாற்றப்பட்டுள்ள, அதிகக் குளிர்ச்சியடைந்த நீர்த்திவலைகளாலான மேகத்திலிருந்தோ விழக்கூடும்.

பனியானது பெரும்பாலும், நுட்பமான கிளைகளுடன் கூடிய தட்டையான அறுகோணப் படிகங்களாகும். இவை கணக்கற்ற உருவங்களில் பலவிதமாகக் காணப்படுகின்றன (படம் 5—2). வெப்பநிலை மிகக் குறைவாயிருக்கும் போது அதாவது 0° சென்டிகிரேடுக்கும் குறைவாயிருக்கும் போது பனியானது தனித்தனிப் படிகங்களாகப் படிகிறது. இந்த வெப்ப நிலைக்கு மேல் ஏற்படும் பனிப் படிகங்கள் ஒன்று சேர்ந்து பனிச்செதுக்கங்கள் (snow

Flakes) என்று சொல்லப்படுகின்றன. இவை ஒழுங்கான வடிவத்தில் தோன்றுவதில்லை. பனிப்படிகங்களின் மீது தண்ணீர் ஓடுவதன் காரணமாக இவை ஒன்றோடொன்று சேர்க்கப்படுகின்றன. பனிச் செதுக்கங்களில் எண்ணற்ற படிகங்கள் இருந்த



(படம் 5-2) பனிப்படிகங்கள்

போதிலும், அவை தங்கள் முழு உருவத்துடன் காணப்படுவதில்லை. ஏனெனில் இவை பனிவிழும் வெப்பநிலையில் படிகங்களின் சில பகுதிகள் உருகி விடுகின்றன. பனிப்படிகங்களைப் பற்றிய விரிவான படிப்பிணையிலிருந்து W.A பென்ட்லி (Bentley) என்பவர் பனிப்படிகங்களை இரு முக்கியப் பிரிவுகளாகப் பிரித்துள்ளார். அவையாவன: ஸ்தம்பம் போல் இருப்பது (Columnar), தட்டையாக இருப்பது (Tapular) என்பவை. இவை மேலும் பல உப் பிரிவுகளாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளன. இவற்றின் பொதுவான அடிப்படையான உருவம் அறுகோணம் எனக் கருதப்பட்ட போதிலும், ஊசிவடிவம், தூண் போன்ற வடிவம், தட்டையான

தகடுகள், மூட்டப்பட்ட தண்டுகள், நக்ஷத்திரங்கள், அடிப்படை உருவங்களின் ஒழுங்கற்ற சேர்க்கைகள் ஆகிய பல உருவங்களில் தோன்றுவதாகவும் அறியப்பட்டுள்ளது பனிப்படிகங்களின் சிக்கலான அமைப்பு, வெப்ப நிலையின் விளைவாலேற்படுவது போல் தோன்றினாலும் துரிதமான திரவமாதல் காரணமாகவும் இருக்கக் கூடும்.

பெரிய செதுக்கங்களைக் கொண்ட கனமான பனிப்பொழிவானது, மேற்பரப்பு வெப்பநிலை 0° சென்டிகிரேடுக்கு மிகக் குறைவாக இல்லாத போது ஏற்படுகிறது. ஆனால் மிகத் தாழ்ந்த வெப்பநிலைகளில் ஒரு போதும் ஏற்படுவதில்லை. ஏனெனில் இவ் வெப்பநிலைகளில் ஈரம் மிகக் குறைவாயிருப்பதே காரணம். காற்றின் வெப்பநிலை தாழ்வாக இருக்கும்போது பனி விழக் கூடும். ஆனால் இலேசானதாக இருக்கும் இது, நுண்ணிய திடமான பனிக்கட்டிகளைக் கொண்டது. பனியின் ஆழத்தைக் கண்டுபிடித்து, பனியின் சமநீர் அளவு (Water equivalent) தீர்மானிக்கக் கூடும். 1" மழைப்பொழிவைச் சமஞ் செய்யப் பனியின் ஆழம் 1 அடி தேவைப் படுகிறதென்று காண்பிக்கப்பட்டுள்ளது. இந்தச் சம மதிப்பு பனிவீழ்வின் அடர்த்தியைப் பொறுத்து மாறுபடுகிறது. பனிப் பொழிவின் போது காற்றின் வெப்பநிலை ஏறக்குறைய 0°C சென்டிகிரேடாக இருந்தால், பொதுவாக பெரும்பாலும் மழையும் பனியும் கலந்தே ஏற்படுகிறது. ஆகவே, மழைப்பொழிவின் உண்மையான அளவை, பனியின் ஆழத்தை அளப்பதன் மூலம் கணக்கிட இயலாது. இச் சமயங்களில் பனியை உருகச் செய்து, அளந்து மழைப்பொழிவின் சம நீர் அளவு கணக்கிடப்படுகிறது.

பனிப்படிவின் வியாபனம்

பனிப்படிவின் அளவு, அதன் நீடிப்பு, வியாபனம் ஆகியவை பற்றிக் கிடைத்துள்ள எடுகோள்கள் மிகக் குறைவாயிருப்பதால், அந்தப் பற்றிய திருப்திகரமான விவரங்கள் கிடைக்க இயலாதிருக்கிறது. கீழ் அட்சரேகைகளில் அதாவது பூமத்திய ரேகையிலிருந்து 30° அட்சரேகை வரையுள்ள பிரதேசங்களில் மிக உயரங்களில் பனி காணப்பட்ட போதிலும், கடல் மட்டத்தில் அது தோன்றுவதில்லை. 0° அட்சரேகையிலும் கூட உயரமான மலையுச்சிகளில் ஆண்டு முழுவதுமே பனி நிலவுகிறது. வட ஆப்பிரிக்கா கரையோரங்கள், ஃப்ளாரிடா மற்றும் இதர சில இடங்களில் கடல் மட்டத்தில் பனி நிலவுவது காணப்பட்ட போதிலும், 30°க்கும் 40°க்கும் இடையேயுள்ள அட்சரேகைப் பிரதேசத்தில் கடல் மட்டத்தில் பனிப்படிவு ஏற்படுவது அரிதாகும். அதே

அட்சரேகையில் மேலும் உள்நாட்டுப் பகுதியிலும் உயர்ந்த மேட்டு நிலங்களிலும் பனிப்படிவு ஏற்படுவது சாதாரண நிகழ்ச்சியாகும். எடுத்துக் காட்டாக மெசப்படேமியா, அமெரிக்காவின் தென் இராஜ்ஜியங்களைக் கூறலாம். மேற்சொன்ன அட்சரேகையிலேயே இருக்கும் இமயமலையுச்சியிற் ஆண்டு முழுவதும் பனி காணப்படுகிறது. 40°க்கும் துருவங்களுக்கும் இடையிலுள்ள பிரதேசங்களில் எல்லா மட்டங்களிலும், குளிர்காலத்தில் பனிப்படிவேற்படுகிறது. ஆனால் இதற்கு மத்தியதரைக் கடற்கரையின் வடபகுதி விதி விலக்காகும். இங்கு பனிப்படிவு அரிதாகவே ஏற்படுகிறது. பனிப்படிவின் பரவலானது, பனிப்பொழிவு பொதுவாக ஏற்படும் பிரதேசங்களில் உண்டாகும் பனிப்பொழிவையொத்திருக்கிறது. அதாவது மழைப் பொழிவைப் போலவே பனிப்பொழிவும், கடற்கரையையொட்டியுள்ள பகுதிகளில் அதிக பட்சமாயும், கண்டப்பகுதிகளில் குறைந்த பட்சமாயும் உள்ளது.

நிலையான பனிவரை (The Snow Line)

பொழிவின் திடரூபத்திலேற்படும் முக்கியமான வகைகளில் பனிப்பொழிவும் ஒன்று என்பது நாம் அறிந்ததே. தரை மீது விழும் பனியானது பல்வேறு வழிகளில் நீக்கப்படக் கூடும். காற்றல் அடித்துச் செல்லக்கூடும், மலை உச்சியின் வழியாகச் சறுக்கக் கூடும், இறுகி பனியாறாக இழுத்துச் செல்லப்படக் கூடும், பனி ஆவியாகக் கூடும், அல்லது உருகக்கூடும். மேற்சொன்ன வகையில் பனிக்கட்டி நீக்கப்படாவிட்டால், அது விழுந்து படிந்த இடத்திலேயே இருந்து, வருடாவருடம் பனிப் படுகையின் தடிப்பு அதிகரித்துக் கொண்டே போகும். வருடாந்திர பனிப்பொழிவானது எந்த ஓர் இடத்திலாவது அவ்வருடத்தில் ஏற்படும் பனிப்பொழிவிற்குச் சமமாகவோ, அல்லது அதற்கதிகமாகவோ இருந்தால், அவ்விடத்தில் பூமியானது ஒரு நிலைத்த பனிப்படுகையினால் மூடப்படும். பூமியிலிருந்து எந்த ஒரு குறிப்பிட்ட உயரத்திற்கு மேல் பனி எப்பொழுதுமே நிலையாகக் காணப்படுகிறதோ அந்த வரம்பே "நிலையான பனி வரம்பு" அல்லது 'பனிவரை" (Snow Line) எனப்படுகிறது. "பனி வரை"யைப் பாதிக்கும் மற்ற சில அம்சங்களிருப்பினும், அதைத் திட்டமாகத் தீர்மானிப்பதில் வருடாந்திர வெப்ப வியாப்தி பெரும் பங்கு கொள்கிறது. பனிப்பொழிவின் அளவும், பூமியின் தரமும் கூட "பனிவரை"யின் நிலையைப் பாதிக்கிறது. செங்குத்தான சரிவுகளில் விழும் பனியின் பெரும்பகுதி பனி வீழ்ச்சிகள் (Avalanche) காரணமாகச் சறுக்கி வீழ்கின்றன. பருவ வெப்பநிலை மாறுபாட்டிற்கேற்ப, பனி வரையானது உயரத்தில் குறையவோ அதிகரிக்கவோ செய்

கிறது. வெப்ப மாறுபாடு அதிகமில்லாத பூமத்திய ரேகைப் பகுதியில், "பனிவரை"யில் மிகச் சிறு வேறுபாடே ஏற்படுகிறது.

80° வட அட்சரேகைக்கு வடக்கேயும், 70° தென் அட்ச ரேகைக்குத் தெற்கேயும் பனிவரையானது கடல் மட்டத்தில் காணப்படுகிறது. இந்த அட்சரேகைகளிலிருந்து பூமத்திய ரேகை வரை பனிவரையானது ஓர் ஒழுங்கான முறையில்லாமல் உயர்ந்து கொண்டே போகிறது. அயன மண்டலப்பகுதிகளில் பனிவரையானது மிக உயரத்தில் காணப்படுகிறது. 68° வட அட்ச ரேகையிலுள்ள நார்வே தேசத்தின் பனிவரையானது 3,500 அடி உயரத்திலும், அயன மண்டலக் கிழக்கு ஆப்பிரிக்காவில் கிலிமஞ்சாரோ என்னும் மலை மீது பனிவரையானது 18,400 அடி உயரத்திலும் காணப்படுகிறது. எடுத்துக்காட்டாக இமயமலைச் சரிவின் மீது பனிவரை எவ்வாறு மாறுபடுகிறது என்று குறிப்பிடக் கூடும். மொத்த வெப்ப வியாதிப்யைக் கருதும் போது, பொதுவாக, வடபக்கத்தைக் காட்டிலும் தென் சரிவுகளில் வெப்பம் மிகுந்திருந்த போதிலும் வட பக்கத்திலுள்ள சரிவுகளின் மீது "பனிவரை" யானது 18,000 அடி உயரத்திலும், தென் பக்கச் சரிவுகளில் 16,000 அடி உயரத்திலும் காணப்படுகிறது. இதற்குக் காரணம் தென்சரிவில் ஏற்படும் பொழிவின் அளவு அதிகமாகும். இது வெப்ப நிலையில் காணப்படும் வேறுபாட்டை ஈடு செய்கிறது.

ஆலங்கட்டி மழை
(Sleet)

அமெரிக்காவில் "ஆலங்கட்டி மழை" (ஸ்லீட்) எனும் பதம், தெளிவான நுண்பனித்துளிகள் உருவில் உள்ள பொழிவைக் குறிக்கிறது. பிரிட்டனில் மேற்சொன்ன பதமானது மழையும், பனியும் கலந்த கலவையை அல்லது ஓரளவிற்கு உருகிய பனியைக் குறிப்பதற்கு உபயோகப்படுத்தப்படுகிறது. மேல் அட்சரேகைகளிலும், நடுஅட்சரேகைகளிலும் உண்டாகும் பெரும் பகுதியான மழைப்பொழிவு பனியாகத் துவங்கி, உருகு நிலையிலும், அதற்கும் கீழான வெப்பநிலையிலும் ஆலங்கட்டி மழையாக உருவெடுத்து, பூமியின் மீது மழையாகப் பொழிகிறது. உயரத்தில் மிக வெப்பப் படுகையில் மழைத்துளிகள் உருவிலுள்ள பொழிவானது, குளிர்ந்த காற்றுப்படுகையின் வழியாக விழும்போது, பனித்துளியாக உறைகின்றன. படை முகில்களிலிருந்து விழும் ஒளி புக முடியாத (Opaque) நுண்ணிய திவலைகளுக்கு, கிரான்யுலர் பனி (Granular Snow) என்று பெயர் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. ஊசி போன்ற பனிப்

படிகங்கள் அல்லது பனித்திவலைகள் சிறிய மெல்லிய பனித் தகடுகள் ஆகும். இவை மிகவும் இலேசாக இருப்பதால் காற்றில் மிதக்கின்றன. இவை உயரமான மலைகளின் மீதும், துருவப் பிரதேசங்களிலும் காணப்படுகின்றன.

கல்மாரி

(Hail)

அரிய உருவத்தில் சாதாரணமாக நிகழும் கல்மாரிதான் உறைமழைப் பொழிவாகும். இவை பெரும்பாலும் இடியுடன் கூடிய புயலுக்கான நிலைமைகளின்போது ஏற்படுவதோடு, உறுதியற்ற காற்றுடன் கூடிக் காணப்படுகின்றன. இந்த மழையானது மழைப்பொழிவிற்கான மற்ற எவ்லா மூலக்கூறுகளைக்காட்டிலும், அதீதமான அளவைகளால் குறிக்கப்படுகிறது. ஆலங்கட்டி (Hail Stone) ஒரு பனி உருண்டையாகும். இது வெங்காயத்தைப் போன்ற அமைப்பைக் கொண்டது. அதாவது இதைக் கீறி ஆராய்ந்தால் ஒரு மையமுடைய வட்டவட்டமான பனிக்கூடுகளாக உள்ளது. சராசரியாக ஆலங்கட்டிகளின் விட்டம், .2 முதல் 2'' வரை யுள்ளது. அதன் விட்டம் 4'' அளவிற்குக் கூட பெருக்கக்கூடும். அதன் எடை 2 பவுண்டு இருக்கும். கல் மாரியின்போது பூமியில் விழும் ஆலங்கட்டியின் அமைப்பானது, பின்வரும் கருத்தை ஏற்படுத்தியது. அதாவது குழப்பமான காற்றுச் சுழல்கள் தொடர்ந்து மேலேறும்போதும், கீழிறங்கும்போதும் மேற்சொன்ன ஆலங்கட்டிகள் தோன்றுகிறதென்றும், காற்றுச் சுழலில் ஒவ்வொரு மேலெழுச்சியின்போதும், ஆலங்கட்டியின் தோற்றத்துக்கான ஒவ்வொரு படுகை சேர்க்கப்படுகிறதென்றும், இக்கருத்து வெளிப்படுத்தப்படுகிறது. தற்காலக் கருத்து என்னவென்றால் ஆரம்ப நிலைகளில் மிகச் சிறியக் கல்மாரிகள் ஒரு குறிப்பிட்ட நியதியில்லாமல், ஒழுங்கற்ற முறையிலே மேலும் கீழும் இயங்கக் கூடும் என்பதாகும். ஆனால் பெரிய அளவிலுள்ள ஆலங்கட்டிகளோ மேலெழுப்பப்பட முடியாதவை. இருந்தாலும் அதிகமாகக் குளிர்ச்சியடைந்த நீர்த்திவலைகள் ஒன்று திரட்டப் படுவதால் குறிப்பிடத்தக்க அளவிற்கு ஆலங்கட்டிகள் வளர்ச்சியடைகின்றன என்று கருதப்படுகிறது. மூலக்கூறுகளாகத் திகழும் உறைந்த நீர்த்திவலைகள் மேகத்தின் வழியாக விழும்போது அதிகமாகக் குளிர்ச்சியடைந்த சிறிய நீர்த்திவலைகளுடன் மோதுகின்றன. அப்போது, பின் சொன்ன நீர்த்திவலைகள் பனிக்கூறுகளின் மீது வழிந்தோடுகின்றன. அதில் ஒரு பகுதி உடனடியாக உறைகிறது. அதிகமாகக் குளிர்ச்சி செய்யப்பட்ட தண்ணீர்

இருக்கும் பிராந்தியத்திலிருந்து கல்மாரியானது வெளிப்பட்டுக் கீழே விழும்வரை, மேற்சொன்ன நிகழ்ச்சியானது திருப்பத் திருப்ப நடைபெறுகிறது. கல்மாரியானது இடியுடன் கூடிய புயல் போன்ற காற்று வேகமாக இயங்கும்போது, அதிகுளிர்ச்சியாகவுள்ள பிராந்தியம் வரை மேல்நோக்கி எடுத்துச் செல்லப்படுகிறது. அப்பொழுதும் மேற்கூறப்பட்ட நிகழ்ச்சியானது நடைபெறுகிறது. இதனால் கல்மாரி கீழிறங்கும் வேகமானது குறைவதுடன், அதன்மேல் பனிப்பூச்சு அதிகமாகிறது. இந்நிகழ்ச்சி, ஆலங்கட்டி, காற்றுச் சுழலின் மேலெழுப்பத்தைத் தாங்க இயலாமல் தரையை நோக்கி விழுமளவிற்குப் பெருக்கமடையும் வரையில் தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. (கல்மாரியின் வெங்காயத்தைப் போன்ற அமைப்பு, மேகத்தில் அதீதமாய் குளிர்ச்சியடைந்த தண்ணீரின் செறிவில் ஆங்காங்கு காணப்படும் மாறுபாட்டினால் ஏற்படுகிறது) கல்மாரிப் பெருக்கமானது ஏறக்குறைய வான் கலத்தின்மீது பனி தேங்குவதைப் போன்றது.

கல்மாரி மழையின் வகைகள் (Types of Hail) :

பெரும்பாலும் கோள வடிவும், ஒளிபுகாத பனிக்கூறுகளாலாகிய பனிபோன்ற அமைப்பும், 2 முதல் 5 மி.மீ. வரை வேறுபடும் விட்டங்களும் கொண்ட கல்மாரிகள், மிருதுவான கல்மாரி (Soft Hail) என்று சொல்லப்படுகின்றன. மேற்சொன்ன ஒளி புகாத்தன்மைக்குக் காரணம், பனித்தொகுதியில் காற்று கூடியிருப்பதாகும். இவை ஒன்றோடொன்று மோதி, சிதைந்து பூமியில் விழுகின்றன. சிறிய கல்மாரியென்பது பாதி ஒளி புகுவதும், பாதி ஒளி புகாததுமான தன்மையது. இதுவும் கோள வடிவைக்கொண்ட பனிக்கூறுகளாலானது. இது மத்தியில் மிருதுவான கல்மாரியாலும், அதைச் சுற்றிப் பனித்திடலாலும் ஆனது. ஆகவே, இது பளபளப்பான தோற்றத்தை உடையது. பொதுவாகக் கோள வடிவில் பெரிய பனி உருண்டைகள் பல அளவுகளிலும், பல உருவங்களிலும் தோன்றுகின்றன. இவை கல்மாரிகள் (Hail Stone) என்று சொல்லப்படுகின்றன. இவற்றின் விட்டம் 4 முதல் 5 மி.மீ. வரை வேறுபடக் கூடும். 9 செ. மீ. வரை விட்டம் கொண்ட சில பெரிய கல்மாரிகள் படிக உருவிலுள்ளன.

கல்மாரியின் பரவல்

கல்மாரிப் புயல்கள் பெரும்பாலும் 30° யிலிருந்து 60° அட்சரேகைப் பகுதிக்கே உரித்தானவையாகும். அவை அயனமண்டலங்களிலும், துருவப் பிராந்தியங்களிலும், கடற்பரப்புகளின் மீதும் அரிதாகும். மிருதுவான கல்மாரி பூமத்தியரேகைப் பகுதிகளில் ஒருக்காலும் நிகழுவதில்லை. ஏனெனில் இங்கு மேற்பரப்பு வெப்

நிலை மிக அதிகம். இத்தகைய கல்மாரி, நடு அட்ச ரேகைகளிலும், மேலட்ச ரேகைகளிலும் சிறப்பாகக் குளிர் காலத்திலும் ஏற்படுகிறது. பெரு வகையைச் சேர்ந்த கல்மாரிப் புயல் அடிக்கடி இடை அட்ச ரேகைகளில், இளவேனில் (Spring), கோடைப் பருவங்களில் இடியுடன் கூடிய புயற் காற்றுகள் ஏற்படும் சமயங்களில் ஏற்படுகிறது. இத்தகைய பெரிய ஆலங்கட்டிகள் அயன அட்ச ரேகைகளிலும் விழுவதுண்டு. ஆனால் இவை பெரும்பாலும் அதிக உயரங்களில்தான் விழுகின்றன, ஏனெனில் இங்கு கடல் மட்ட வெப்பநிலை இவைகளை உருக்கிவிடும்.

இத்தகைய கல்மாரியினால் பயிர்களுக்கு அதிகச் சேதம் விளைகிறது. வான்கலத்திற்குச் சேதத்தை விளைவித்து, ஆகாயப் போக்குவரத்துக்கு இன்னல் செய்கிறது. இது சில சமயங்களில் தோன்றுவதால் இதன் ஆக்கிரமிப்பை முன்கூட்டி அறிவிப்பது கடினம். கல்மாரி உண்டாவதற்குச் சாதகமாக இருக்கும் நிலைமையைப் பொதுவாகக் குறிப்பிடலாம். பிரான்ஸ் தேசத்தில், கல்மாரியினால் திராட்சைப் பழங்கள் பழுப்பதற்கு இடையூறு ஏற்படாதிருப்பதற்கு கல்மாரி உண்டாவதற்குச் சாதகமாகத் தோன்றும் திரண் முகில்களைத் துப்பாக்கிக் குண்டுக்கு இலக்காக்கி, சிதறடித்து நஷ்டத்தைத் தவிர்த்திருக்கிறார்கள்.

காற்றின் மேலெழுப்பமும் மழைப்பொழிவும்

காற்றின் மேலெழுச்சி காரணமாக, காற்றுத் தொகுதியானது பனி நிலைக்கும் மேல் குளிர்விக்கப்படுவதன் பயனாகவே திரவமாதலும், ஓரளவிற்கு மழைப்பொழிவும் ஏற்படுகிறதென்பது நமக்குத் தெரிந்ததே. காற்றின் மேலெழுப்பமானது மும்முறைகளில் நடைபெறுகிறதென்பது ஏற்கனவே கூறப்பட்டது. இம்மாதிரி காற்றின் மேலெழுச்சியின் ஒவ்வொரு வகைக்குரிய பண்புகளைப் பற்றியும், இந்த மேலெழுப்பத்திற்கு ஏதுவாக இருக்கும் நிலைமைகளைப் பற்றியும் ஈண்டு கவனிப்போம், பூமியின் பரப்பில் ஏற்படும் மழைப்பொழிவில் பெரும் பகுதி, ஒன்றிற்கு மேற்பட்ட காற்றெழுப்பத்தின் விளைவாக உள்ளது என்பது குறிப்பிடத்தக்கது.

மேற்சொன்ன காற்றின் மேலெழுப்பத்தின் வகைகள், அவற்றுடன் கூடிய மழைப்பொழிவு ஆகியவை பற்றி ஆராயுமுன் வெப்பச் சலனத்தின் காரணமாக குளிர்ச்சியடைதலைப் பற்றியும், திரவமாதலின் விளைவாக உள்ளுறை வெப்பம் வெளிப்படுத்தப்படுவது பற்றியும் கவனப்படுத்திக்கொள்வது நன்று. சாதாரணமாகச் செங்குத்தாக ஏற்படும் வெப்பநிலைக் குறைவு விதத்தைக்காட்டிலும், மேலெழும்பும் காற்றில் வெப்பம் புகா மாறுகையினால் ஏற்படும் வெப்பக்

கிறது. இதனால் மலைச் சரிவுகளிலுள்ள மண் முழுவதையும் அலசிக் கழுவிக்கொண்டு வருகிறது. இந்த நீர்ப்பிரவாகம் மலைச் சரிவுகளில் நீண்ட பள்ளங்களை ஏற்படுத்திச் சரிவுகளில் இருக்கும் மண்ணையும் அரித்துச் செல்கிறது. இவ்விதமான மண் அரிப்பானது பயிர் விளைச்சலுக்குப் பெருத்த இடையூறாகும். நடு அட்ச ரேகைப் பகுதிகளிலும், மேல் அட்ச ரேகைப் பகுதிகளிலும் இம் மாதிரியான கனமழைப் பொழிவு கோடைக்காலத்தில் ஏற்படுகிறது. இதுவே அப்பகுதிகளில் தாவரங்கள், பயிர்கள் வளரும் காலமாகும்.

பூமியின் மீது ஏற்படும் மழைப் பொழிவில் பெரும்பகுதி காற்றின் சில குறிப்பிட்ட நிலைமைகளுக்குட்பட்ட உறுதியில்லாத் தன்மையினாலும், வெப்பச் சலனத்திற்குரிய உறுதியில்லாத் தன்மையினாலும் விளைவதாகும். இங்கு வெப்பச் சலனமானது காற்று மேலெழும்புவதற்குக் காரணமாயுள்ள இதர வகைகளுடன் சம்பந்தப்பட்டிருக்கிறது. திரவமாதல் நிலையை அடைந்தபின், உறுதியில்லா நிலையை அடைவதற்குக் காற்றானது முதலில் மேலெழுப்பப்பட வேண்டுவது அவசியமாகிறது. இம்மாதிரி ஓரளவிற்குக் காற்று உந்தப்பட்டபின், வெப்பச் சலனம் காற்றை இன்னும் மேலே எழுப்புவதனால் திரவமாதலும், அதன் பிறகு ஒருக்கால் மழைப்பொழிவும் ஏற்படுகிறது. இவ்வகையிலேற்படும் மழைப்பொழிவு சிக்கலான நிலைமைகளில் உண்டாகிறது. பெரும்பாலும் வெப்பச் சலன மழைப்பொழிவு பூமியின் மேற்பரப்பு வெப்பமடைவதால் மட்டுமே ஏற்படுவதல்ல. ஆனால் அது வளி முகம், சூறாவளி, மலைத்தடை முதலியவைகளினால் ஏற்படுகிறது.

நில உயர்வினை மழை

(Orographic Precipitation)

பெரிய மலைத்தடைகள், குன்றுகள், பீடபூமிகள் செங்குத்துச் சரிவுகள் ஆகியவை வெப்பமானதும், ஈரம் நிறைந்ததுமான காற்றோட்டங்கள் இயங்கும் பாதையின் குறுக்கே அமைந்திருக்குமாயின், இவை மேற்படிக் காற்றோட்டங்களை மேலெழும்பச் செய்கின்றன. இதனால் கனமழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறது. இவ்வாறு ஒரு மலைத்தொடரின் சரிவுகளின் மீது பூரித நிலையிலுள்ள காற்று, மேல் நோக்கி இயங்குவதன் விளைவாக ஏற்படும் மழைப் பொழிவிற்கு "நில உயர் வினை மழை" (Orographic rainfall) என்று பெயர்.

கடற்கரையோரங்களில் ஈரக்காற்று உராய்வதன் பயனாக மழை ஏற்படுகிறது என்று கருதப்படுகிறது. கடல் காற்று கரையை நோக்கி வீச வேண்டும். இக் கடல் காற்றோட்டங்களானவை பூமியுடன் உராய்வதன் காரணமாக அடிப்பக்கத்தில் தடை செய்யப்படுகின்றன. இதனால் கொந்தளிப்பு அதிகரித்து கரையை நோக்கிய காற்றோட்டங்கள் (On shore Currents) கடற்கரையோரமாக ஒன்று திரட்டப்படுகின்றன. இவ்வாறு காற்று மேலெழுப்பப்பட்டு திரவமாகி, அதிக உயரமில்லாத கடலோரப் பகுதிகளில் மழைப்பொழிவை ஏற்படுத்துகிறது. ஆனால் மலைத் தடைகளும் இதர நில உருவத் தடைகளும் இன்னும் திட்டமாக நிர்ணயிக்கக் கூடிய நிலையில் மழை உண்டாவதற்கு ஏதுவாக இருக்கின்றன.

நில உயர்வின் மழையானது, மலைத்தடைகளின் மீது காற்று மேல் நோக்கி எழும்புவதனால் மட்டும் ஏற்படுவதில்லை. இதைத் தவிர மற்ற சார்புகளும் (Tendencies) உள்ளன. ஆனால் இந்தச் சார்புகளெல்லாம் நில உருவத் தடைகளினால் மிகைப்படுத்தப்படுகின்றன. உறுதியில்லா நிலையிலுள்ள காற்றுத் தொகுதி மட்டுமே மலைச் சரிவின்மீது மேலெழும்பக் கூடும் என்பது கவனிக்கத் தக்கது. உறுதிச் சமநிலையிலுள்ள காற்றானது அதன் பாதையிலுள்ள தடைகளைச் சுற்றிச் செல்லும். அநேக இடங்களில் நிலவும் காற்றோட்டங்கள் மலைச்சரிவின் மீது மோதி உந்தப்பட்டு, அழுத்தத்தின் பொது வியாபனத்தின் பயனாகத் தடையைக் கடந்து செல்லுகின்றன.

நில உயர்வின் மழைப் பொழிவிற்கு மறைமுகமாக உதவி புரியும் இதர அம்சங்களாவன :—(1) பகற் காலங்களில் பூமி வெப்பமடைவதால் வெப்பச் சலனக் காற்றோட்டங்கள் நீராவியை மலைச் சரிவுகளின் மீதும், பள்ளத்தாக்குகளின் வழியாகவும் மேலே எடுத்துச் செல்வதனால் பெரிய முகில்கள் தோன்றி, பிற்பகலில் இடியுடன் கூடிய மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது. (2) மேற்காற்றுத் தொகுதிகளில், நில உயர்வு மழைப் பொழிவின் பெரும்பகுதி சூறாவளியின் வெப்பமான பகுதியிலேயே ஏற்படுகிறது. இவை தாழ்வான நிலப்பகுதிகளில் மழைப்பொழிவை விளைவிப்பதில்லை. ஆனால் மலைத் தடைகள் இருக்குமிடத்தில், அதன் சரிவுகளின்மீது காற்று மேல் நோக்கிக் கிளப்பப்படும்போது, திரவமாதல் அதிக அளவில் நடைபெறுகிறது. மலைத்தடைகள் வளிமுகம் முன் நோக்கி இயங்கும்போது, குளிர்ந்த காற்றைத் தடை செய்து, வெப்பமான காற்று மேல் நோக்கி மெதுவாக எழும்ப ஓர் சரிவை ஏற்படுத்துவதால், வெப்ப வளிமுக மழையும் (Warm front rainfall) அதிகரிக்கப்படுகிறது. (3) உறுதியில்லா நிலையிலுள்ள காற்றுத்

தொகுதிகளுக்கு ஆரம்பத்தில் கொடுக்கப்படும் (மேல் நோக்கிய) உந்து விசை, திரவமாதல் நிலையை அடைய, காற்றுத் தொகுதிகளுக்கு முதலில் லேசான மேலெழுப்பம் கொடுத்தால் போதுமானது. இதன்பின் மறை வெப்பம் வெளிப்படுத்தப்படுவதால் காற்றோட்டங்கள் உறுதியில்லா நிலையையும், மிதக்கும் தன்மையையும் அடைந்து, தொடர்ந்து மேலெழும்பி நல்ல மழையைக் கொடுக்கின்றன (படம் 5-3b). மேற்சொன்ன இந்த மறைமுக அம்சங்களி



படம் 5—3b. மலையும் மழையும்

1. கடல் 2. வெப்பமான ஈரக்காற்று மலைச்சரிவின் மீது எழும்புதல் 3. காற்று மேலெழும்புதலால் விரிவடைந்து குளிர்ச்சியடைதல் 4. நீராவி திரவமாகி முகில்களாகத் தோற்றமளித்தல் 5. மழைப்பொழிதல் 6. காற்று கீழிறங்குதலால் வறட்சி அடைந்து வெப்பமடைதல் 7 காற்றுவரவு பக்கம் (மழைமுகப் பிரதேசம்) 8. காற்றுப்போக்குப் பக்கம் (மழை மறைமுகப் பிரதேசம்)

னால், முற்றிலும் நில உயர்வினை மழையை ஏற்படுத்த இயலாத, அதிக உயரமில்லாத மேட்டு நிலங்கள்கூட அவற்றைச் சுற்றியுள்ள தாழ்ந்த நிலப் பகுதிகளைக் காட்டிலும் அதிக மழைப்பொழிவைப் பெறுகின்றன. நில உயர்வுப் பாதிப்பானது நேர்முகமாகவோ, மறைமுகமாகவோ கனமழைப் பொழிவிற்குக் காரணமாக உள்ளது என்பது நன்கு விளங்குகிறது. (தென் மேற்குப்

பருவக் காற்றின் பாதையில் இந்தியாவின் மேற்குக் கடற்கரை யோரமாக. ஒரு சுவர் போன்று 4,000 அடி உயரத்திற்கு எழும்பி யுள்ள மேற்குத் தொடர்ச்சி மலை இதற்கு ஒரு நல்ல எடுத்துக் காட்டாகும். பரந்த கடற்பரப்பைக் கடந்து வருவதால், பூரித நிலையி லுள்ள வெப்பமான ஈரக் காற்றானது முதலில் மலைத் தொடர்களைக் கடக்க வேண்டியுள்ளது. மேற்குத் தொடர்ச்சி மலைகளின் காற்றடிக்கும் பக்கத்தில்'மேற்கூறிய மேலெழும்பும் காற்றோட்டங்கள் கன மழைப் பொழிவை ஏற்படுத்துகின்றன. இவ்விதமாக இம்மலைத் தொடர்களின் காற்றடிக்கும் பக்கத்தின் உச்சியில் அமைந்துள்ள மஹாபலேஸ்வர் என்னுமிடம் 268'' (சுமார் 681 செ. மீ.) மழையையும், பாரா (Baura) கோட்டை 251'' மழையையும் பெறுகின்றன. காற்றுக்கு மறைப் பக்கத்தில் (Leeward side) காற்றோட்டங்கள், ஏற்கனவே அதிக ஈரத்தை இழந்தனவாயும், அழுத்தத்தின் காரணமாக வெப்பமடைவதாலும் வறண்ட நிலையில் கீழிறங்குகின்றன. (படம் 5-3b). இக்காரணத்தினாலேயே, மேற்குத் தொடர்ச்சி மலைகளின் சிகரத்திலிருந்து 65 மைல் தூரத்திற்குள், ஆனால் காற்றுக்கு மறைப் பக்கத்தில் அமைந்துள்ள கோகாக் (Gokak) 22" மழையே பெறுகிறது. மலைத் தொடர்களின் கிழக்குப் புறத்தில், தீபகற்ப இந்தியா வருடத்தில் சராசரியாக 18" முதல் 25" வரை மழையைப் பெறுகிறது. மலைத் தடைகளின் மறைப் பக்கங்கள் 'மழை மறைப் பக்கம்' (Rain shadow) என்று சொல்லப்படுகிறது (படம் 5-3b). சில மலைத் தொடர்களின் அமைப்பு காற்றுத் துரிதமாக மேலெழும்ப உதவி புரிகிறது. எடுத்துக் காட்டாக, அஸ்ஸாமிலுள்ள காசிக் குன்றுகள் இயற்கையாகப் புனல் போன்று அமைந்துள்ள காரணத்தினால், புனலின் கூரான நுனியில் காணப்படும், சிரபுஞ்சி உலகத்திலேயே அதிக மழைப் பொழிவைப் பெறும் இடங்களில் ஒன்றாக உள்ளது. இங்கு வருடத்தில் கிடைக்கப் பெறும் மொத்த மழை 434'' (அதாவது 1,102 செ. மீ.) ஆகும். இம்மலைத் தொடர்களும், குன்றுகளும் இந்தியாவில் இல்லாமற் போனால் மழையின் அளவு இப்போது இருப்பதைக் காட்டிலும் மிகக் குறைவாக இருக்கும். வடகிழக்கு வியாபாரக் காற்று (N. E. Trades) 5,000 அடி உயரத்திற்குமேல் எழும்புவதன் விளைவாக, ஹாவாய்த் தீவுக் கூட்டத்தைச் சேர்ந்த கோஆய்த் தீவில் அமைந்துள்ள வயலில் (Mt. Waileale) என்னும் மலைப் பகுதியில் 476'' (1,209 செ. மீ.) மொத்த மழையைக் கொடுக்கிறது. நில உருவ அமைப்பின் காரணமாக ஏற்பட்ட மழைப் பொழிவுகளில் இதுவே உலகத்திலேயே அதிக மழைப் பொழிவாகக் குறிக்கப்பட்டுள்ளது என்று கருதப்படுகிறது.

	இடங்களின் பெயர்கள்	இருப்பிடம்	கடல் மட்டத்திற்கு மேல் உயரம்	மழையளவு
1.	டாக்கா	காசிக் குன்றுகளிலிருந்து 100 மைல் தூரத்தில்	65'	78"
2.	போகியா (Bogia)	காசிக் குன்றுகளிலிருந்து 60 மைல் தூரத்தில்	,,	92"
3.	மைமன்சிங் (Mymensingh)	காசிக் குன்றுகளிலிருந்து 30 மைல் தூரத்தில்	,,	110"
4.	ஸில்ஹெட் (Sylhet)	காசிக் குன்றுகளிலிருந்து 20 மைல் தூரத்தில்	,,	150"
5.	ஜாவா (Java)	கடற்கரையில்	கடல் மட்டம்	66"
6.	பென்டென்ஸார்க் (Bentenzorg)	ஜாவா கடற்கரையிலிருந்து 36 மைல்	870'	166"
7.	ஏட்ரியாட்டிக் கடல்	கடற்கரையில்	கடல் மட்டம்	35"
8.	பீடபூமி (Plateau)	ஏட்ரியாட்டிக் கடற்கரையிலிருந்து 13 மைல் தூரத்தில்	8,900'	169"

காற்றின் மேலெழுப்பமானது முன் கூறப்பட்டபடி நில உருவ அம்சங்களை மட்டுமே பொறுத்ததல்ல. நில உருவ அமைப்பின் தடையானது (Blocking effect) சரிவில் ஏற்படும் திடீர்த் திருப்பத்திலிருந்து சற்றுத் தொலைவில் ஏற்படுகிறது. இவ்விடத்தில் காற்றடிக்கும் பக்கத்தில் காற்றானது ஒன்று திரட்டப்படுகிறது. இதன் பயனாக மலையடிவாரத்திலிருந்து சற்றுத் தொலைவில் அதிக மழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறது.

முன் பக்கத்தில் கொடுக்கப்பட்டிருக்கும் அட்டவணை மேற் கூறப்பட்ட விவரங்களைப் பற்றியும், உயரத்திற்கேற்ப மழை எவ்வாறு அதிகரிக்கிறது என்பதையும் காட்டுகிறது.

உலக மழைப் பொழிவு வியாபனத்தைப் பார்க்கையில், (படம் 5-5) நில உருவப் படத்தில் உயர்ந்த நிலப்பகுதிகள் எவ்வாறு மேலோங்கிக் காணப்படுகின்றனவோ, அவ்வாறே மழைப் பொழிவிலும் மேலோங்கிக் காணப்படுகின்றன. வறண்ட சஹாராப் பாலைவனத்திலுள்ள, அஹகார் (Ahaggar), அயர் (Aier), திபெஸ்டி (Tibesti) ஆகிய பீடபூமிகள் கூட தாவர வளர்ச்சிக்குப் போதுமான மழையைப் பெறுகின்றன. ஏற்கனவே குறிப்பிடப்பட்ட இடங்கள் தவிர, நில உயர்வைச் சார்ந்த அம்சங்களினால் மழைப் பொழிவைப் பெறும் இதர முக்கிய இடங்களாவன : (1) ஸ்காண்டிநேவியன் மலைத் தொடர்களின் காற்றடிக்கும் பக்கம், (2) தென் அமெரிக்காவில் ஆண்டீஸ் மலையின் தென் மேற்குப் பகுதி, (3) பிரேசிலின் (Brazil) கிழக்குக் கடற்கரையோரமுள்ள மிக உயர்ந்த பகுதிகளில் சில, (4) அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளிலுள்ள காஸ்கேட் (Cascade) மலைகளின் காற்றடிக்கும் பகுதிகள், பிரிட்டிஷ் கொலம்பியாவில் கடற்கரையோரமுள்ள மலைத் தொடர்கள், கிழக்கு ஆஸ்திரேலியாவிலுள்ள மலைத் தொடர்கள் (Dividing ranges), (5) ஸ்காட்லாந்து, பிரிட்டன் ஆகிய நாடுகளின் மேற்கிலுள்ள மேட்டு நிலங்கள், இந்தியாவின் இமயமலைத் தொடரிலுள்ள தெற்குப் பகுதிகள் மற்றும் பல.

நில உயர்வின் காரணமாக ஏற்படும் அதிகமான மழைப் பொழிவானது, அயன மண்டலப் பகுதிகளில் காணப்படுகிறது என்றும் இங்கிருந்து துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல, மழை குறைந்து கொண்டே போகிறதென்றும் கூறலாம். மித வெப்ப அட்சரேகைப் பகுதிகளில் அதிகமான மழைப் பொழிவு எங்கு ஏற்படுகிறது என்பது இன்னும் தீர்மானிக்கப்படவில்லை. சக்தி வாய்ந்த காற்றோட்டங்களின் மேலெழுப்பத்தினால் மழையுண்டாகும் பகுதிகளில், அதிகமான மழையானது, சிகரங்களின் மீதல்

லாமல், மலையுச்சிகளின் காற்று மறைப் பக்கத்தில் ஏற்படுகிறது. எடுத்துக் காட்டாக, வட வேல்ஸில் (N. Wales) மிக அதிக மழையைப் பெறும் பிரதேசம் லின் ஹிடானைச் சுற்றிக் காணப்படுகிறது. இது "ஸ்னேடன்" மலைச் சிகரத்திற்குக் கிழக்கே ஒரு மைல் தூரத்தில் அமைந்துள்ளது. இதைப் போன்ற உதாரணங்களுக்குக் குறைவில்லை. சிகரத்தை அடைந்த காற்றோட்டங்கள், காற்று மறைப் பக்கத்தில் நிலவும் காற்றை ஒதுக்கித் தள்ளுவதன் மூலம் உடனடியாகக் கீழிறங்க இயலாது. இக்காரணத்தால், மேலெழும்பும் காற்றானது, காற்று மறைப் பக்கத்தில் சிகரத்தையும் தாண்டித் தொடர்ந்து மேலெழும்புகிறது. இவ்வாறு மேலே செல்லும்பொழுது, நீர் நிறைந்த மேகத்தையும் உயரே எடுத்துச் செல்வதன் விளைவாக, சிகரத்திற்குச் சற்றுத் தொலைவில் காற்று மறைப் பக்கத்தில் அதிக மழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறது. இதன் பின்பு, காற்று கீழிறங்குவதோடு நெருக்கப்பட்டு வெம்மையடைவதால் திரவமாதல் குறைக்கப்படுகிறது. மலைச் சரிவானது சிகரத்திலிருந்து அதிக தூரத்திற்குக் காற்றோட்டங்களின் இறக்கத்திற்குத் துணை புரிந்ததால், திரவமாதல் அறவே நிறுத்தப்படக் கூடும். ஆகவேதான், பொதுவாகக் காற்று மறைப் பக்கத்தில் மழைப் பொழிவு குறைவாக உள்ளது. கிழக்கு மேற்காகவும், ஒரே போக்கானவையாயும், பள்ளத்தாக்குகளால் பிரிக்கப்பட்டுள்ளவையுமான மலைகள் இருக்குமேயாயின், (ஆல்ப்ஸ் மலைத் தொடர்களில் காணப்படுவதுபோல) அதிக வெப்பமாயுள்ள காற்றோட்டங்கள் கடற்கரையை யொட்டிய மலைத்தொடரின்மீது உந்தப்படுகிறது. இக்காற்றோட்டங்கள், காற்று மறைப் பக்கத்தில் கீழிறங்குகின்றன. முதலில் குறுக்காக உள்ள பள்ளத்தாக்கை வந்தடைந்தபின், மேற்சொன்ன காற்றானது இரண்டாவது மலைச்சரிவின்மீது மேலெழும்ப வேண்டியிருக்கிறது. இவ்வாறாகத் தொடர்ந்து காற்றானது பள்ளத்தாக்குகளில் (காற்று மறைப்பக்கம்) இறங்கியும், மலைச்சரிவுகளின் காற்றடிக்கும் பக்கங்களில் மேலெழும்பியும் இயங்குகிறது. ஒவ்வொரு முறையும், காற்று மேலெழும்பும் போது இயக்கம் காரணமாகக் குளிர்விக்கப்பட்டு மழைப்பொழிவை விளைவிக்கிறது. ஆனால், ஒன்றன்பின் ஒன்றாக மலைத்தொடர்களைக் கடந்து வரும்போதும், அதிக உயரமான மலைத்தொடர்களில் ஏறும்போதும் அதிலுள்ள ஈரம் படிப்படியாகக் குறைகிறது. கான்ராடின் (Conrad) கூற்றுப்படி, ஒரு குறிப்பிட்ட அளவு வரை உயரம் அதிகரிக்கும்போது மழை அதிகரிக்கிறதென்றாலும், மேற்கூறியப்படி மழைப்பொழிவு உயரே செல்லச் செல்லக் குறைகிறது. காற்றின் பாதையில் அமைந்துள்ள குறுகிய பள்ளத்தாக்குகள், மலைகளின் காற்றடிக்கும் பக்கங்களைக் காட்டிலும் அதிக மழையைப் பெறுகின்றன. இதற்குக் காரணம், பள்ளத்தாக்கு

களில் காற்றின் உராய்வின் பயனாகச் சிறிய சுழல்கள் (Eddies) ஏற்படுவதேயாகும் என்பது கென்ட்ரூவின் (Kendrew) கருத்து. ஆனால், காற்றுப் போக்கிலுள்ள பெரிய பள்ளத்தாக்குகள் மழை மறைப் பக்கத்தன்மையதாயுள்ளன. இவ்வாறு, பொதுவாக மேட்டு நிலங்களும், மலைகளும் மழைப்பொழிவு வியாபனத்தைக் கட்டுப்பாடு செய்கின்றன. மேலும் இவ்விடங்களே அதிக மழைப் பொழிவைப் பெறும் பிரதேசங்களாக உள்ளன. நில உயர்வு காரணமாகப் பெய்யும் மழைப் பொழிவில், பருவ, அன்றாட மாறுபாடுகள் அவ்வளவு நன்றாகத் தென்படுவதில்லை. இத்தகைய மழைப் பொழிவு அதிகமாக ஏற்படும் காலமானது, காற்றின் வலிமையையும், காற்றின் பாதையில் காணப்படும் நில உருவ அமைப்பையும் (Relief), நிலநீர்ப் பரப்புகளுக்கிடையில் நிலவும் வெப்பநிலை வேறுபாட்டையும் பொறுத்ததாகும். பருவக் காற்றுப் பிரதேசங்களில், அதிகபட்ச மழைப் பொழிவானது, கரையை நோக்கிய காற்றோட்டங்கள் வீசும் கோடைக்காலத்தில் ஏற்படுகிறது. மேற்காற்றுப் பிராந்தியங்களில் மேற்குக் கடற்கரையோரமாக, சில நில உயர்வு காரணமாக அதிகப்படி மழைப் பொழிவு குளிர்காலத்தில் ஏற்படுகிறது. ஏனெனில் இக்காலத்தில் வளிமுகங்களின் தீவிரமும், சூறாவளிகளின் தீவிரமும் உயரே செல்லச் செல்ல அதிகரிக்கின்றன.

குவியும் காற்றோட்டங்களும், சூறாவளி மழைப்பொழிவும் (Convergent & Cyclonic precipitation)—

அடர்வு மிகுந்த காற்றோட்டங்கள் கிடையாகக் குவியும்போது காற்றின் மேலெழுப்பம் மந்தமாக உள்ளது. இது பொதுவாகப் பூமத்தியரேகைக்கருகிலுள்ள குறைந்த அழுத்தப் பிராந்தியங்களில் காணப்படும் ஒரு நிகழ்ச்சியாகும். காற்றின், மேற்சொன்ன பொதுவான எழுப்பமானது முகில் தோற்றத்திற்குக் காரணமாகி, பின் மழைப்பொழிவை விளைவிக்கிறது. காற்றோட்டங்களின் விரிந்து படருதல் காரணமாக அவை கீழிறங்குகின்றன. இதன் விளைவாக அவை நெருக்கப்பட்டு வெப்படைந்து வறட்சி அடைகின்றன. இவ்விதமாகக் கிடையாகக் குவியும் காற்றோட்டங்களையும், மேலெழுப்பங்களையும் கொண்ட பகுதிகள் முகில் தோற்றத்திற்கும், மழைப் பொழிவிற்கும் சாதகமாயுள்ளன. காற்றோட்டங்கள் ஒன்று கூடும் நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளில், முற்றிலும் வெப்பநிலை, அடர்த்தி மற்றும் இதர அம்சங்களில் வேறுபட்ட இரு காற்றுத் தொகுதிகள் ஒன்று கூடுவதால், வளிமுகங்கள் தோன்றுகின்றன. இதன் பயனாக, வெப்பமாயும் லேசாயும் உள்ள காற்றானது, குளிர்ந்து அடர்ந்த காற்றின்மீது வளிமுகத்தின் ஓரமாக மேலெழும்புகிறது. பொதுவாகக் காற்றுக் குவிதலும் வளிமுகத்திற்கான

மேலெழுப்பமும் காணப்படும் பிராந்தியங்களில், சூருவளிகளும் அதைத் தொடர்ந்து மழைப் பொழிவும் விளைகின்றன. இத்தகைய காரணங்களினுலேற்படும் மழைப் பொழிவிற்கு "சூருவளி மழைப் பொழிவு" (Cyclonic rainfall) என்று பெயர். சூருவளிகளிலும், வளிமுகங்களிலும் காற்றேட்டங்களின் மேலெழுப்பமானது செங்குத்தாக இல்லாமல் சாய்வாகவும் மெதுவாகவும் நடைபெறுகின்றன. இதனுல் காற்று மெதுவாகவே குளிர்ச்சி அடைகிறது. ஆகவே, இதன் விளைவாக ஏற்படும் மழைப் பொழிவானது, இடியுடன் கூடிய புயற்காற்றுகளினின்றும் ஏற்படும் மழைப் பொழிவைக் காட்டிலும் வலிமை குறைந்ததாக உள்ளது. சூருவளிக் காற்றேட்டங்கள், குளிர்காலத்தில், அடிக்கடி ஏற்படுவதோடு நன்கு உருவாகின்றன. மேலும் நடு அட்சரேகைகளில், இவை, வானிலையில் முதன்மை அடைந்து, நிலைமைகளைக் கட்டுப்பாடு செய்து, குளிர் காலத்தில் அதிகமான மழைப் பொழிவை விளைவிக்கின்றன. அயன மண்டலங்களில், சூருவளிகளிலும், டார்னேடோ (Tornadoes) போன்ற இதர சூருவளிகளிலும் காணப்படுவதுபோல் சுழற்காற்றில் காற்றின் செங்குத்தான மேலெழுப்பமானது அடர்த்தியான மேகங்களைத் தோற்றுவித்து கன மழைப் பொழிவை விளைவிக்கிறது. சூருவளிகளின் பயனுகவும், மற்றும் அயன மண்டல, மித மண்டலப் பிராந்தியங்களில் தோன்றும் புயற்காற்றின் விளைவாயும் ஏற்படும் மழைப் பொழிவைப் பற்றிய விரிவான விவரங்கள் ஆருவது, ஏழாவது இயல்களில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

வெப்பச் சலனம், நில உயர்வு, காற்றுக் குவிதல் ஆகிய இம் மூன்று அம்சங்களே காற்றின் மேலெழுப்பத்திற்கும், மழைப் பொழிவிற்கும் சாதகமானவை என்று கூறப்பட்டது. இருப்பினும் குறிப்பிட்ட தலத்திற்குரிய மழைப் பொழிவானது, மேற்சொன்ன காரணங்களில் ஏதாவது ஒன்றின் விளைவாகத்தான் ஏற்பட்டது என்பதை உறுதியாகக் கூற முடியாது. திட்டமாகக் கூறுங்கால், பல்வேறு அம்சங்கள் ஒன்றுகூடி கனமழைப் பொழிவை விளைவிக்கின்றன. எடுத்துக் காட்டாக, மேற்குப் பிரிட்டனில் ஏற்படும் அதிக மழைப் பொழிவானது. சூருவளிகள், நில உயர்வு ஆகிய நிலைமைகளின் நெருங்கிய தொடர்பு காரணமாக விளைவதாகும். நடு அட்சரேகைகளிலுள்ள தாழ்ந்த நிலப்பகுதிகள் பெறும் மழைப் பொழிவானது. பெரும்பாலும், சூருவளிகள், அல்லது வளிமுகத்திற்குரியவையாகும். இருப்பினும், இது, குறிப்பிட்ட நிலைமைகளின் கீழ் வேறு அம்சங்களுடன் தொடர்பு கொண்டுள்ளது. இந்தியாவில் ஏற்படும் பருவக்காற்று மழைப் பொழிவிற்கு, வெப்பச் சலனம், நில உயர்வு, காற்றுக் குவிதல் ஆகிய எல்லா அம்சங்களுமே காரணமாக உள்ளனவென்றும் கூறலாம்.

மழைப்பொழிவின் பொது வியாபனமும், அதன் பண்புகளும்

(The general Distribution of precipitation and its characteristic features)

முந்திய பத்திகளில் மழைப் பொழிவின் போக்கு, அது ஏற்படும் வகைகள் பூமியின் மேற்பரப்பை வந்தடையும் விதங்கள் முதலியன பற்றிக் கூறப்பட்டுள்ளன. ஜீவராசிகள் அனைத்திற்கும் மழையின் இன்றியமையாத் தன்மைபற்றி அறிவோமாகையால், பூமியின் மேற்பரப்பில் அதன் பரவலைப் பற்றித் தெரிந்து கொள்வது மிக அவசியமாகும். இதைத் தவிர, அதன் மொத்தச் சராசரி அளவு, ஏற்படும் விதம், நீடிப்புக் காலம், வருடாந்திர, தினசரி மாறுபாடுகள், மற்றும் இதர பண்புகள் ஆகிய யாவும் விவசாயத்திற்கு முக்கியமானவையாகையால் இவைகளைப் பற்றியும் தெரிந்து கொள்ள வேண்டும்.

மழைப் பொழிவானது அளவில் வேறுபடுவதாலும், சீரற்ற இடைவெளிகளோடு ஏற்படுவதாலும், அன்றாட, மாதாந்திர, சராசரி இவற்றைக் கணக்கிட அநேக வருட எடுகோள்கள் தேவைப்படுகின்றன. ஓர் இடத்தின் சராசரி வானிலை நிலைமைகளை நிர்ணயிக்க வெப்பநிலை, அழுத்தம், மற்றுமுள்ள வானிலை அம்சங்களைப் பற்றிக் குறைந்தது 35 வருடங்கள் அல்லது அதற்கு மேற்பட்ட குறிப்புகள் கணக்கில் எடுத்துக் கொள்ளப்படுகின்றன என்பது இங்கு குறிப்பிடத்தக்கது.

பூமியில் விழும் மழைப்பொழிவானது மழைமானி (Rain guage) என்னும் கருவியால் அளக்கப்படுகிறது. அமைப்பில் அது மழை நீர் நிரம்பத்தகுத்த ஒரு நீண்ட உருளை வடிவப் பாத்திரத்தில் பொருத்தப்பட்டுள்ள புனலேயாகும். சரியான அளவைக் குறிக்கும் பொருட்டு புனலுக்கு வெளியே விழும் மழைத்துளிகள் புனலினுள் நுழையாமலிருப்பதைத் தடுக்க முன்னெச்சரிக்கையாக, மழை மானியானது ஒரு குறிப்பிட்ட உயரத்தில் வைக்கப்படுகிறது. பூமியின் மீது விழுந்து சிதறிய மழைத்துளிகள் புனலினுள் நுழையாதிருக்கும் பொருட்டும், மழை மானிக்குள் விழவேண்டிய மழைத்துளிகள் காற்றுச் சுழல்களால் அடித்துச் செல்லப்படாமல் தடுப்பதன் பொருட்டும், பொதுவாக பூமிக்குமேல் மழைமானி ஓர் அடி உயரத்தில் வைக்கப்படுகிறது. புனலின் பரப்புத் தெரியுமாகையால் மழைமானியில் வைக்கப்பட்டுள்ள பாத்திரத்தில் நீரை அளப்பதன் மூலம் அவ்விடத்தில் ஏற்பட்டுள்ள மழையளவைத் தெரிந்து கொள்ளலாம். மழையளவு அங்குலத்திலோ, மில்லி

மீட்டரிலோ குறிக்கப்படுகிறது. குறிப்பிட்ட ஓரிடத்தில் ஓர் அங்குலம் அல்லது ஒரு மில்லிமீட்டர் மழை ஏற்பட்டது என்று கூறுவதன் பொருளாவது:— அன்றையதினம் அவ்விடத்தில் ஏற்பட்ட மழை முழுவதும் தரைமேல் ஓடி வழிதல், ஆவியாதல் அல்லது பூமியினுள் உறிஞ்சப்படுதல் ஆகியவற்றால் இழக்கப் படாமல் பூமியின்மேல் தங்குமேயானால் அம்மழை நீரானது. அப் பூமியில் ஓர் அங்குலம் அல்லது ஒரு மில்லி மீட்டர் உயரத்திற்குப் படர்ந்து நிற்குமென்பதாகும். பொதுவாக மழைமானிகளில் புனலுக்கேற்றபடி அளவீடுகள் குறிக்கப்பட்ட கண்ணாடி ஜாடிகள் வைக்கப்பட்டிருக்கும். தானே குறித்துக்கொள்ளக் கூடிய மழை மானிகளும் உள்ளன. இவை மழையின் அளவு, மழை பெய்ய ஆரம்பிக்கும் நேரம், ஓயும் நேரம், மழைபெய்யும் வேகம் ஆகிய வற்றைத் தானே குறிக்கின்றன. மழைப்பொழிவின் பரவல், சமமழைக் கோடுகளால் (ஐஸோ ஹை ஸ்—Isohyets) குறிக்கப் படுகிறது. இக்கோடுகள் குறிக்கும் மழையை விட அதிக அளவு மழைப் பொழிவு உடைய இடங்களை, அதை விடக் குறைவான மழைப் பொழிவை உடைய இடங்களினின்றும் பிரிக்கின்றன. இந்தச் சமமழைக் கோடுகளானவை வருடாந்திரச் சராசரி அளவுகளையோ அல்லது வருடத்தில் ஒரு பகுதிக்கான அளவுகளையோ அல்லது ஒரு குறிப்பிட்ட காலத்தில் ஏற்படும் மழைப்பொழிவையோ காட்ட உதவுகின்றன. சமமழைக் கோடுகளைச் சம அழுத்த, சம வெப்பக் கோடுகளைப்போல் கடல் மட்டத்திற்குக் குறைக்க வியலாது. இவை ஆங்காங்கே ஏற்படும் மழைப் பொழிவின் அளவைக் காண்பிக்கின்றன. இதனால் சிறிய இடத்தில் ஏற்படக்கூடிய மழைப் பொழிவின் வேறுபாட்டை எடுத்துக் காட்டுகின்றன. மழைப் பொழிவின் வியாபனத்தைப்பற்றி நன்கு அறிவதற்கு மழையளவு குறிக்கப்படும் நிலையங்கள் அருகருகே அமைந்திருக்கவேண்டும். ஆனால் எல்லாவிடத்திலும் இம்மாதிரி இருப்பதில்லை. மழை அளவைக் குறிக்கும் நிலையங்கள் அதிகப்படியாக இல்லாத மலைப் பாங்கான நாடுகளில் மழைப் பொழிவின் பரவலைப்பற்றிச் சரியாக அறியப்பட முடிவதில்லை. பலதரப்பட்ட நில உருவமைப்பைக் கொண்ட பிராந்தியங்களிலும் மழைப்பொழிவின் பரவல் சரியாக நிர்ணயிக்க முடிவதில்லை.

மழைப் பொழிவின் பரவலைக் கட்டுப்படுத்தும் அம்சங்கள் அநேகம் உள்ளன. மேலும் இப்பரவலின் அமைப்பானது சிக்க லானதாகும். மழைப்பொழிவின் பரவலின் பொது அமைப்பைக் கட்டுப்படுத்தும் முக்கிய அம்சத்தைத் தவிர சில சிறிய உப அம்சங்கள் மேற்சொன்ன அமைப்பை மாற்றியமைக்கின்றன. இதைத்தவிர, மழைப் பரவலைப்பற்றி நன்கு அறிந்து கொள்வதற்கு

மழையை ஏற்படுத்தும் புயற்காற்றுக்களின் பண்புகள், அவற்றின் பரவல் பற்றியும் தெரிந்து கொள்ளவேண்டும். இப்புயல்களின் தோற்றமும், போக்குகளும் பின்வரும் வளிப்பகுதி, வளி முகம், உப வளிச் சுழற்சி (Secondary circulation) என்ற தலைப்புகள் கொண்டுள்ள இயல்களில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

மழை மண்டலவமைப்பு
(The Zonal Rainfall Pattern)

ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல் திரவமாதலும், மழைபொழிதலும் காற்றின் மேலெழுப்ப இயக்கத்தினால் குளிர்ச்சியடைவதன் பயனாக ஏற்படுகிறதென்ற காரணத்தால் உலகத்தில் மழை மண்டலங்கள், காற்றுத் தொகுதிகள் அடிக்கடி மேலெழும்பும் பிராந்தியங்களோடு இணைந்துள்ளன. காற்றின் கிடைக் குவிப் பிராந்தியங்களே, அதிக அளவில் காற்று மேலெழும்பும் மண்டலங்களாக இருப்பதால், இவைகளே அதிகபட்ச மழை மண்டலங்களாக உள்ளன. காற்று கீழிறங்கிக் கிடையாக விரிந்து படரும் பிராந்தியங்களில் வளிமண்டலத்தின் வெப்பநிலை குறைவாக இருப்பதால் இந்தக் காற்றின் ஈரப்பதன் மிகக் குறைவாக உள்ளது. ஆகவே இப்பிராந்தியங்கள் மிகக் குறைந்த அளவு மழைப் பொழிவைப் பெறும் அல்லது மழையின்றியும் இருக்கக் கூடும்.

மழைப் பொழிவின் மண்டல அமைப்பைப்பற்றி நன்கு அறிந்து கொள்வதற்கு மூன்றும் இயலில் கொடுக்கப்பட்டுள்ள அழுத்தப் பரவல், காற்றோட்டங்களின் வியாபனம் ஆகியவை பற்றி நினைவு படுத்திக் கொள்வது அவசியம். பூமியின் மேற்பரப்பானது பூமத்தியரேகைக்கு இணையாகவும், மாறி மாறி யமைந்துள்ளவையுமான அதிக அழுத்தம் குறைந்த அழுத்த மண்டலங்களால் சூழப்பட்டுள்ளது என்பது நாமறிந்ததே. காற்றானது அதிக அழுத்த மண்டலங்களிலிருந்து குறைந்த அழுத்த மண்டலங்களை நோக்கி வீசுகிறது. ஆகவே இக் குறைந்த அழுத்தப் பிராந்தியங்களானவை, காற்று குவியும் பிரதேசங்களாக இருப்பதோடு காற்றின் மேலெழுப்பப் பகுதிகளாயுமுள்ளன. அதிக அழுத்த மண்டலங்களில் காற்று விரிந்து நாலாபுறமும் வீசுவதால் அந்த இடத்தை உயரத்தில் நிலவும் காற்று நிரப்புகிறது. எங்கெங்கு காற்று மேலெழும்புவதோடு, துருவங்களை நோக்கி வீசுகிறதோ அவ்விடங்களில் பூமி ஈரபாக உள்ளது. பூமத்தியரேகையை நோக்கியதும், கீழிறங்குவதுமான காற்றோட்டங்கள் நிலவுமிடங்களில் வறண்ட நிலைமைகள் காணப்படுகின்றன. இவ்வாறு பொதுவாகப் பூமியை-

மாறி மாறி அமைந்துள்ள, வறண்ட, மழை மண்டலங்களாகப் பிரிக்கலாம். இவை காற்றுமண்டலங்களையும், அமுக்க மண்டலங்களையும் ஒத்துள்ளன. இதனின்றும் மழைப் பொழிவிற்கும் அமுக்கத்திற்குமுள்ள தொடர்பை அறிந்து கொள்ளலாம். குறைந்த அமுக்கப் பிராந்தியங்கள், அதிக மழைப் பொழிவைப் பெறும் இடங்களாயும், அதிக அமுக்கப் பிரதேசங்கள் வறண்ட பகுதிகளாயும் உள்ளன. மேற்சொன்ன கோட்பாட்டிற்குரிய மழை மண்டலவமைப்பு ஏறக்குறைய சரியாக உள்ளது. ஒவ்வொரு 10° அட்சரேகைப் பிராந்தியங்களுக்கும் உரிய மழையளவு எடுகோள்களிலிருந்து மேற்கூறப்பட்ட அமைப்புச் சரியானதென்று நிரூபிக்கக்கூடும். இவற்றிலிருந்து வருடாந்திர மழைப் பொழிவானது அமைதிப் பிராந்தியங்களில் ஒன்று குவியும் வியாபாரக் காற்று நிலவும் பூமத்தியரேகைக்கருகில் அதிக பட்சமாயுள்ளது என்று தெரிகிறது. பூமத்திய அமைதி மண்டலத்திலிருந்து வறண்ட வானிலையும், குறைந்த முகிற் தன்மையும் நிலவும் உப அயன அதிக அமுக்க மண்டலத்தை நோக்கி மழையின் அளவு குறைகிறது. இவ்வாறு முடிவில் பாலைவனத்திற்குரிய வறட்சியான நிலைமைகள் காணப்படுகின்றன. உப அயன அதிக அமுக்க மண்டலத்திற்கு அப்பால் புயற்காற்றினாலும் எதிர்ச் சூறுவளி சுழற்காற்றோட்டங்களினாலும் வளி மண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சி குலைக்கப்படுகிறது. மேற் காற்றோட்டப் பிராந்தியங்களை நோக்கி மழைப் பொழிவில் ஏற்படும் இந்த அதிகரிப்பானது, வளிமுகத்திற்குரிய செயலாகும் (இயல்கள் 6, 7). மேற்காற்றோட்டப் பிராந்தியத்திலிருந்து, குறைந்த பட்சம் வளி மண்டலத்தின் கீழ்ப்பகுதியில் சில கிலோமீட்டர் உயரம் வரையாவது கீழிறங்கும் துருவக் கீழ்க்காற்றோட்டங்களைக் கொண்ட, துருவ அதிக அமுக்க மண்டலங்களை நோக்கிக் குறைகிறது. இது தவிர, காற்றின் மிகத் தாழ்வான வெப்ப நிலையானது காற்றில் இருக்கக்கூடிய நீராவியின் அளவைக் குறைக்கிறது. மேற் சொன்ன அம்சங்கள், துருவப் பிரதேசங்களில் ஏற்படும் குறைவான மழைப் பொழிவிற்குக் காரணங்காட்டுகின்றன.

மேற் கூறிய பொதுப்படையான மழைப் பரவலுக்குக் காரணமென்று ஏற்கெனவே கூறப்பட்ட அம்சங்களைத் தவிர அதைப் பாதிக்கும் வேறுசில அம்சங்களும் உள்ளன. இவ்வாறான மண்டல மழைப் பொழிவமைப்பில் வேறுபாட்டை ஏற்படுத்தும் அம்சங்களில், அதிக, குறைந்த அமுக்க மண்டலங்களில் பருவத்திற்குரிய இடப் பெயர்ச்சி ஒன்றாகும். சூரியனின் பெயர்ச்சியை அனுசரித்து வட கோளார்த்தத்தின் கோடைக் காலத்தில் அங்கேயும், தென் கோளார்த்தத்திற்குக் கோடையாக இருக்கும்

பொழுது அங்கும், காற்று, அழுத்த மண்டலங்கள் இடம் பெயரு வதின் விளைவாக, மழை மண்டலங்களில் பருவத்திற்கேற்ப மாறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன (3-ஆம் இயல்). இவ்வாறு சீராக ஏற்படும் காற்றுச் சுழற்சிக்கான அம்சங்களின் வடக்குத் தெற்குப் பெயர்ச்சியின் விளைவாக கோடை—குளிர்கால மழை மண்டலங்கள் மேலும் அதிகரிக்கப்படுகின்றன. (படம் (3-26). இது காறும் சொல்லப்பட்ட அம்சங்களே, ஒவ்வொரு கோளார்த் தத்திலும் பூமத்தியரேகையிலிருந்து துருவம் வரையுள்ள 8மழைப் பொழிவு மண்டலங்களுக்குப் பொறுப்பாயுள்ளன. *இம் மழை மண்டலங்களைப் பற்றிய விவரங்கள் கீழே கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

பூமத்திய மண்டலம்: பூமத்தியரேகைப் பிராந்தியத்தின் மத்தியப் பகுதியில் அதாவது வியாபாரக் காற்றுகள் ஒன்று குவிந்து பொதுவான காற்றின் மேலெழுப்பம் ஏற்படும் அமைதிப் பிராந்தியத்தில் பொதுவாக வருடம் முழுவதும் மழைப் பொழிவு அதிகமாக உள்ளது. இது பெரும்பாலும், புயற்காற்றினாலும். இடியுடன் கூடிய சுழற்காற்றினாலும் ஏற்படும் விளைவாகும், பூமத்தியரேகைப் பிரதேசத்திற்கப்பால் அதாவது 10° வட தென் அட்ச ரேகைகளிலிருந்து 15° அல்லது20° வரை பூமத்தியப் பக்கத்திற்கு ஒன்ருக, மழை மண்டலங்கள் அமைந்துள்ளன. இவை கோடையில் அதிக மழையையும், குளிர் காலத்தில் சொற்ப மழையையும் பெறுகின்றன. இதற்கும் அப்பால் உள்ள பிராந்தியத்தில், கோடையில் சிறிதளவும், குளிர் காலத்தில் மிகச் சொற்பமான மழையையும் பெறும் இரண்டு மண்டலங்கள் பூமத்தியரேகையின் பக்கத்திற்கு ஒன்ருக அமைந் துள்ளன. மேற்சொன்ன இரு மழை மண்டலங்களும் அமைதிப் பிராந்தியத்தின் வருடாந்திர இயக்கத்தின் பாதிப்பை எடுத்துக் காட்டுகின்றன. இவ்விதம் இம் மூன்று அயன மண்டலங்கள் பூமத்திய மண்டலத்திற்குரிய மழைப் பொழிவிலேற்படும் மாறு பாட்டை விளக்குகின்றன.

உப அயன மழை மண்டலம்: 20° க்கும் 30° க்கும் இடையேயுள்ள இவ் வட்சரேகைப் பிரதேசமானது கீழிறங்கும் வறண்ட தன்மையுள்ள காற்ரோட்டங்களுடன் கூடிய எதிர்ச் சூரு வளிகள் நிலவும் பகுதியில் இருப்பதால், வருடம் முழுவதும் இங்கு வறட்சியே நிலவுகிறது. அத்துடன் பாலைவனத்திற்குரிய நிலைமைகள் காணப்படுகின்றன. இது நான்காவது மழை மண் டலமாகும். ஆனால் இம்மண்டலம் பூமியைச் சுற்றித் தொடர்ச்சி யாகக் காணப்படுவதில்லை. உப அயன அதிக அழுத்த மண்டல

*Refer Petterssen's Introduction to Meteorology Fig. 196.

மானது, சூரியனின் வடக்குத் தெற்கு இயக்கத்தையொட்டி வடக்கும் தெற்குமாகப் பெயருகிறது. ஆகவே 30° முதல் 40° அட்சரேகை வரை வியாபித்துள்ள பகுதிகள், கோடையில், மேற்கூறிய உப அயன மண்டலத்தின் ஆதிக்கத்தினுள் வருகின்றன. இதன் விளைவாகக் கோடை முழுவதும் இங்கு வறட்சியே நிலவுகிறது. குளிர்காலத்தில் இப்பகுதி மேற் காற்றோட்டங்களின் பாதிப்பிற்குட்பட்டு மழையைப் பெறுகிறது. மேற்கூறிய பகுதிகளுக்குள்ள் மழைப் பொழிவில் வேறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன. நான்காம் மண்டலத்தின் துருவ எல்லையைக் குறிக்கும் ஐந்தாவது மண்டலமானது, குளிர்காலத்தில் சிறிதளவு மழையையும், ஏனைய காலங்களில் மேலோங்கிய வறட்சி நிலைமைகளையும் கொண்டுள்ளதாகும். இதையும் தாண்டியுள்ள 6-வது மண்டலமானது 5 ஆவதைக் காட்டிலும் அதிகக் காலத்திற்கு நீடிக்கும் குளிர் காலத்திற்குரிய மழைப் பொழிவைப் பெறுகிறது. இங்குக் கோடை காலம் வறட்சியாக உள்ளது. இத்தகைய நிலைமை, அதாவது கோடையில் வறட்சியும், குளிர்காலத்தில் மழையையும் கொண்ட மத்தியதரைக்கடல் காலநிலை (Mediterranean climate) கண்டங்களின் மேற்குக்கரை ஓரமாக 30° இலிருந்து 40° அட்சரேகைக்குள் அடங்கிய பகுதிகளில் மட்டுமே காணப்படுகிறது. ஆகவே இம் மண்டலம் முழுவதிலும் குளிர்கால அதிகப் பட்ச மழைப் பொழிவு ஏற்படுவதில்லை.

நடு அட்சரேகை மண்டலம் அல்லது மேற் காற்றோட்ட மண்டலம்

(The Mid-latitudinal Belt or the westerly belt)

வட, தென் இரு கோளார்த்தங்களிலும், மேற்கூறிய காற்றோட்ட மண்டலமானது சுழற்காற்று, வளி முகங்கள், உறுதியற்ற நிலையிலுள்ள காற்றுத் தொகுதிகள் ஆகியவை அதிகமாக இயங்கும் பிராந்தியங்களாகும். உப அயன மண்டலங்களுக்கப்பால் பருவத்திற்கேற்ப வேறுபடும் மழைப்பொழிவு தெளிவாயில்லை. ஆகவே 7-ஆவது மழை மண்டலமாகிய இது, வருடம் முழுவதும் மழையைப் பெறும் பகுதியெனக் கூறப்படுகிறது.

துருவப் பிராந்தியங்கள்

(The Polar regions)

எட்டாவது மழை மண்டலமான இப்பிராந்தியம் எதிர்ச் சூறாவளிகள் இயங்கும் பகுதியாகும். ஆயினும், சில சமயங்களில், சூறாவளிகளும், வளி முகங்களும் கூட இப்பகுதியைத் தாக்கு

கின்றன. இப்பிரதேசத்தில் காற்றின் வெப்பநிலை மிகக் குறைவாயிருப்பதாலும், எதிர்ச் சூருவளிகள் இயங்கும் பகுதியாயிருப்பதாலும் எல்லாப் பருவங்களிலும் இங்கு மழைப் பொழிவு மிகச் சொற்பமாகும். மேற் சொன்ன எட்டு மழை மண்டலங்களின் அமைப்பானது, அட்சரேகையின் பாதிப்பினாலும், பருவத்திற்கேற்ப வெப்பநிலை, அழுத்தக் காற்று மண்டலங்கள் ஆகியவற்றின் இடப்பெயர்ச்சியினாலும் ஏற்படும் விளைவாகும். இம்மழை மண்டல அமைப்பு பூமி ஒரு படித்தான மேற்பரப்பைக் கொண்டது என்று அனுமானித்த போதிலும் அம்மண்டல அமைப்பு பூமியைச் சுற்றிலும் காணும் மழைப் பொழிவின் பரவலின் பரந்த அம்சங்களை விளக்குகிறது.

பூமியின் மேற்பரப்பில் வருடாந்திரச் சராசரி மழைப் பொழிவு 975 மில்லிமீட்டர் (சுமார் 39") எனக் கணக்கிடப் பட்டுள்ளது. வருடாந்திரச் சராசரி மழைப் பொழிவானது வட, தென் கோளார்த்தங்களிலுமே ஏறக்குறைய சமமாக இருந்த போதிலும், இரண்டு கோளார்த்தங்களிலும் வேறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன. முக்கியமான வேறுபாடு என்னவென்றால் 0° முதல் 10° தெற்கு அட்சரேகை வரையுள்ள பகுதிகளோடு ஒப்பிடும்பொழுது 0° முதல் 10° வட அட்சரேகை வரையுள்ள பிராந்தியத்தில் மழைப் பொழிவு அதிகமாக உள்ளது. இதற்குக் காரணம், இடை அயனக் காற்றோட்டங்கள் ஒன்று குவியும் அமைதிப் பிராந்தியமானது. வருடம் முழுவதும் பெரும்பாலும் பூமத்தியரேகைக்கு வடக்கே அமைந்துள்ளதேயாம். அதற்கடுத்தப்படியாக, அதிகபட்ச மழைப் பொழிவு, 40° முதல் 60° வரையுள்ள மேற் காற்றோட்டப் பகுதிகளில் ஏற்படுகிறது. இங்கு வட கோளார்த்தத்தில் மழைப்பொழிவு அதிகம். ஏனெனில், இந்த அட்சரேகைப் பிராந்தியங்களில் வடகோளார்த்தத்திலிருப்பதைக் காட்டிலும், தென் கோளார்த்தத்தில் நீர்ப்பரப்பின் விஸ்தீரணம் அதிகமாயுள்ளது. மொத்த மழைப் பொழிவில் 50 சதவிகிதம், 20° வடக்கு முதல் 20° தெற்கு வரையுள்ள பிராந்தியத்தில் ஏற்படுகிறது. இப் பகுதியில் நிலப்பரப்பானது இரு கோளார்த்தங்களிலுமே பெரும்பாலும் சமமாக உள்ளது. இந்த அட்சரேகைப் பகுதியில் மழைப் பொழிவின் அளவானது தென் கோளார்த்தத்தைக் காட்டிலும் வட கோளார்த்தத்தில் அதிகம். ஆனால் மேற் காற்றோட்டப் பகுதியில் இதற்கு நேர்மாறான நிலைமை காணப்படுகிறது. நிலப் பகுதி வட கோளார்த்தத்தில் அதிகம் காணப்பட்டபோதிலும், வட, தென் ஆகிய இரு கோளார்த்தங்களிலும் ஏற்படும் சராசரி மழையளவு சமமாக இருப்பதன் காரணத்தை, மேற்கூறிய அம்சங்கள் விளக்குகின்றன.

மண்டல மழைப் பொழிவின் அளவைப் பாதிக்கும் இரண்டாவது அம்சம் நீர் நிலப்பரப்புகளின் பரவலாகும். உலகம் முழுவதிலும் மழைப்பொழிவின் அளவானது நிலப்பரப்புகளின் மேலேற்படுவதைக் காட்டிலும், நீர்ப் பரப்புகளிலேயே அதிகம் ஏற்படுகிறது. நீர் நிலப் பரப்புகளில் முறையே 44''-ம், 26''-ம் மழை பொழிவு ஏற்படுகிறது. அட்சரேகை மண்டல் அமைப்பை எடுத்துக் கொண்டால், மழைப் பொழிவானது நிலப் பகுதிகளில் ஏற்படுவதைக் காட்டிலும், நீர்ப் பரப்புகளின் மீதே அதிகமாயுள்ளது. ஆனால் இதற்கு விலக்காக உள்ளது 0° முதல் 10° தெற்கு வரை வியாபித்துள்ள பகுதி. இங்கு மேற்கூறியதற்கு நேர்மாறான நிலைமை காணப்படுகிறது. இரண்டாம் பட்சமாக, அதிகபட்ச மழைப் பொழிவைப் பெறும் துருவ வளிமுகப் பகுதியானது (Polar Front Zone) நிலப்பரப்பைக் காட்டிலும் நீர்ப்பரப்புகளின் மீது அதிகமாகக் காணப்படுகிறது.

மேற்சொன்ன மழைப் பொழிவின் மண்டல அமைப்பானது, பூமியின் மெற் பரப்பிற்காணும் மழைப் பொழிவின் பொதுவான பரவலேயன்றி, உள்ளபடி (actual) ஏற்படும் மழைப் பொழிவின் பரவல் அல்ல. இம் மண்டல அமைப்பானது பின் கொடுக்கப்பட்ட அம்சங்களால் மாற்றப்படுகிறது. அவையாவன :—(1) கண்டங்கள், கடல்கள் ஆகியவற்றின் பரவல், (2) நில உருவமைப்பு, (3) அன்றுடம் பகல் நேரத்தில் சூரிய வெப்பத்தினுல் பூமியின் மேற்பரப்பு வெப்பமடைவதன் விளைவாக ஏற்படும் தலத்திற்குரிய சலனக் காற்ருேட்டம் (Local Convectional System).

பெரும்பாலும் மழைப்பொழிவு, பெரிய காற்றுத் தொகுதிகளின் மேலெழுப்பத்தினுலும், அதன் விளைவாக ஏற்படுகின்ற குளிர்ச்சியினுலும் ஏற்படுகிறதென்ற போதிலும், மழையின் அளவானது, மேலெழுப்பப்படும் காற்றின் தன்மையைப் பொறுத்துள்ளது. அதாவது அவற்றின் ஈரத்தன்மை, வறண்ட தன்மை அல்லது வெப்பநிலை, ஈரம் இவைகளைப் பொறுத்துச் செங்குத்தான அமைப்பைக் கொண்ட வளிப் பகுதியின் குணங்கள் முதலியவற்றைப் பொறுத்ததாகும். மழையின் பரவலானது வளிப்பகுதிகளின் மேலெழுப்பத்திற்குச் சாதகமாயுள்ள மண்டலங்களால் மட்டுமல்லாமல், காற்றுத் தொகுதிகள் கண்டத்தில் உற்பத்தியானவையா அல்லது கடலில் உற்பத்தியானவையா என்னும் அம்சமும் மழையின் பரவலைப் பாதிக்கிறது. இங்கு இதர முக்கியமான அம்சங்களாகிய வளிப் பகுதிகள், வளி முகங்கள், சுழற் காற்ருேட்டங்கள், மற்றும் அயன மண்டலச் சூருவளிகள், புயற் காற்று ஆகியவற்றின் பாதிப்பையும் கவனிக்கவேண்டும்.

நீர், நிலப்பகுதிகள், அங்கு நிலவும் காற்றோட்டங்கள் ஆகியவை மழையின் பரவலை எவ்வாறு பாதிக்கின்றன என்பதைக் கவனிப்போம். பூமியின் மேற்பரப்பில் ஏற்படும் மழைப்பொழிவைப் பார்க்கும் பொழுது, பூமத்திய மழை மண்டலம் நன்கு அறியப்படுகிறது (படம் 5-5). ஆனால் இப் பிராந்தியத்தில் எல்லாவிடங்களிலும் மழைப் பொழிவு சமமாக இல்லை. சில இடங்கள் தவிர, எடுத்துக்காட்டாக ஆப்பிரிக்காக் கண்டத்தில் பூமத்தியப் பகுதியில் வறட்சியாக உள்ள கிழக்குக் கடற்கரை போன்ற சில இடங்களைத் தவிர, மற்ற இடங்களெல்லாம் பூமத்திய ரேகைக்குத் தெற்கிலும், வடக்கிலும் உள்ள மண்டலங்களைக் காட்டிலும் அதிக மழையைப் பெறுகின்றன. பூமத்தியரேகைப் பகுதியிலிருந்து வடக்குத் தெற்குத் திசையை நோக்கிச் செல்லச் செல்ல மழைப்பொழிவு கிரமமாகக் குறைகிறது. 20° முதல் 30° அட்சரேகை வரையுள்ள பிரதேசம், அதாவது, உப அயன அதிக அழுத்த மண்டலமானது வருடம் முழுவதும் வறட்சி நிலவும் பகுதி எனக் கூறப்படுகிறது. இந்த மண்டலத்திலேற்படும் சராசரி மழைப் பொழிவானது, இதற்கு வடக்கிலும் தெற்கிலுமுள்ள பிராந்தியங்களிலேற்படும் மழைப் பொழிவைக் காட்டிலும் குறைவாக உள்ளது. இப் பகுதியிலேயே உலகத்தில் பெரிதென விளங்கும் அயனப் பாலைவனங்களும், உப அயனப் பாலைவனங்களும் காணப்படுகின்றன. இப் பிராந்தியமானது 30'' முதல் 35'' வரை சராசரி வருட மழைப் பொழிவைப் பெறுகிறது. இதனின்றும் நாம் அறிந்துகொள்வது, இப் பிராந்தியத்தினுள் அதீதமான வறட்சியும், அதிக மழைப் பொழிவும் உள்ள இடங்கள் உள்ளனவென்பதாகும். ஆகவே, வறண்ட பகுதி எனக் கூறப்படும் உப அயன அதிக அழுத்த மண்டலமானது விட்டுவிட்டுக் காணப்படக்கூடுமேயன்றி, பூமியைச் சுற்றித் தொடர்ச்சியான வறண்ட மண்டலமாகக் காணப்படவில்லை என்பது நன்கு விளங்குகிறது. பாலைவனத்திற்குரிய வறட்சியான நிலைமைகள், உப அயன எதிர்ச் சூறாவளிகள் (anticyclones) நிலவும் பகுதியின் கிழக்கு, மத்தியப் பாகங்களில் நன்கு தோன்றுகின்றன. ஏனெனில் இங்கு மேல் மட்டங்களில் காற்றின் கீழிறக்கம் மிகச் சாதாரணமான ஒரு நிகழ்ச்சியாகும். இப் பிராத்தியங்கள் இந்த அட்சரேகைக்குட்பட்ட கண்டங்களின் மேற்குப் பகுதியோரங்களும் அதை அடுத்துள்ள கடல்களுமாகும். ஆனால் கடல்களின் மேற்குக் கரையோரங்களிலும் கண்டங்களின் கிழக்குக் கரையோரங்களிலும் மேற்சொன்னதற்கு நேர்மாறான நிலைமைகள் காணப்படுகின்றன. இங்கு காற்றின் கீழிறக்கம் அதிகமாக ஏற்படுவதில்லை. உண்மையில் காற்று மேல் நோக்கியே எழும்புகிறது. இக் காற்றுத் தொகுதிகள் மிக வெப்பமாயும் ஈரம் நிறைந்ததாயும் இருப்பதன்

விளைவாக அதிக மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது (படம்—8-20). மேலும் இந்தப் பிராந்தியத்தில், கண்டங்களின் கிழக்கு ஓரங்கள் காற்றடிக்கும் பக்கங்களாக அமைந்துள்ளன. இங்கு அயன மண்டலத்திற்குரிய கீழ்க் காற்றோட்டங்களுடன் சம்பந்தப்பட்ட கடலுக்குரிய வளிப்பகுதிகள் நிலவுகின்றன.

உப அயன மண்டலத்தில் 30° முதல் 40° வரையுள்ள வட தென் அட்சரேகைப் பகுதிகள், குளிர் காலத்தில் மழையையும், கோடைக் காலத்தில் வறட்சியையும் கொண்ட மண்டலமாகும். இத்தகைய நிலைமைகள் நிலத் தொகுதிகளின் மேற்குப் பகுதிகளில் தான் காணப்படுகின்றன. இதற்குக் காரணம், சூரியனின் பெயர்ச்சியை அனுசரித்து, புயற்காற்றுகளுடன் கூடிய மேற்காற்றோட்ட மண்டலமானது பூமத்தியரேகையை நோக்கிப் பெயருவதேயாகும். கோடை வறட்சிக்குக் காரணம் மேற்கூறிய புயற்காற்று மண்டலமானது துருவத்தை நோக்கிப் பின்னோக்கி இயங்குவதேயாகும். இதன் விளைவாக, எதிர்ச் சூருவளிக்கான நிலைமைகள் மறுபடியும் நிலைநாட்டப்படுகின்றன. ஒரே அட்சரேகைக்குரிய பிராந்தியங்களிலேயே, கண்டங்களின் கிழக்குப் பகுதிகள் மேற்குப் பகுதிகளைக் காட்டிலும் அதிக மழைப் பொழிவைப் பெறுகின்றன. மேலெழும்பும் காற்றோட்டங்கள், உறுதியற்ற காற்றுத் தொகுதிகள் ஆகியவற்றுடன் கூடிய உப அயன எதிர்ச் சூருவளிகளின் மேற்கு ஓரங்களில் அமைந்திருப்பதன் விளைவாகக் கண்டங்களின் கிழக்குப் பகுதிகள் வருடம் முழுவதும் மழையைப் பெறுகின்றன. இப் பகுதிகள் கோடையில், கரையை நோக்கி வீசும் பருவக்காற்றின் பயனைப் பெறுவதால், இதன் விளைவாக ஏற்படும் கோடை மழையளவு குளிர் காலத்தில் ஏற்படும் மழையளவைக் காட்டிலும் அதிகமாக இருக்கும்.

மேலும் துருவத்தை நோக்கிச் சென்றால் 40° அட்சரேகைக்கு அப்பால் உள்ள அட்சரேகைப் பகுதிகளிலுள்ள கண்டங்களின் மேற்குப் பகுதிகள், கரையை நோக்கி வீசும் மேற் காற்றோட்டங்களின் ஆதிக்கத்திற்கு உட்படுவதன் காரணமாக, அதே அட்சரேகைப் பகுதியிலுள்ள கிழக்குக் கடற்கரையோரங்களைக் காட்டிலும் அதிக மழைப் பொழிவைப் பெறுகின்றன. கடலை அடுத்துள்ள பகுதிகளில் குளிர் காலத்தில் அதிகபட்ச மழைப் பொழிவுடன் வருடம் முழுவதும் மழை ஏற்படுகிறது. குளிர் காலத்தில், குளிர்ச்சி மிகுந்த பருவங்களில் அதிகபட்ச மழைப் பொழிவானது சூறாவளிக்குரிய செயல்களுடன் கூடியதாயுள்ளது. காற்று குவியும் பிரதேசமாகிய நடு அட்சரேகைப் பிராந்தியங்களில் மேற்சொன்ன பகுதிகள் இருப்பதால், கடற்கரை ஓரமாக ஏற்படும் பெரும்பான்மையான மழைப் பொழிவு வளிமுகத்திற்குரிய

ஆதாரங்களைக் கொண்டுள்ளது. இவ்வாறு கடற்கரையோரத்தில் ஏற்படும் அதிக மழைப் பொழிவிற்குக் காரணம் குளிர் காலத்தில் கரையை நோக்கி வீசும் காற்றோட்டங்கள் நிலப் பரப்பின் மீது உராய்வதன் விளைவாக ஒன்று குவிந்து மேலெழுப்பப்படுவதாக இருக்கலாமென்று பெர்ஜரான் குறிப்பிடுகிறார். இந்த நடு அட்ச ரேகைகளில், கிழக்குப் பகுதிகள் கண்டங்களின் காற்று மறைவுப் பக்கத்தில் இருப்பனவென்றாலும் இவை வறட்சியாக இல்லாமல் ஈரத்தன்மையதாயுள்ளன. இதற்குக் காரணம் யாதெனில் இப் பகுதிகள் பெரிய வளிமுகங்களோடும் சுழற் காற்றோட்டப் பிராந் தியங்களோடும் தொடர்புள்ளவையாய் இருப்பதேயாகும். இப் பகுதிகள் வட அமெரிக்காவின் கிழக்குப் பகுதிகளிலும், ஆசி யாவின் கிழக்குப் பகுதிகளிலும் நெருங்கிக் காணப்படுகின்றன. தவிர, இவை, கோடையில் கரையை நோக்கி வீசும் ஈரம் மிகுந்த வெப்பமான பவருக் காற்றுப் பிராந்தியங்களாக உள்ளன. பரந்த நிலப்பகுதியைக் கொண்ட கிழக்கு ஆசியாவில் தோன்றும் நன்கு வளர்ச்சி பெற்ற பருவக்காற்றுபோல் தோன்றும் இடங்களிலெல் லாம் கோடையில் அதிகபட்ச மழை ஏற்படுகிறது. ஆனால், வட அமெரிக்காவின் கிழக்குப் பகுதியில் உள்ளதைப் போன்று, சூருவளிக்குரிய செயல் மேலோங்கி, பருவக் காற்றோட்டம் வலு விழந்து காணப்படுமிடங்களில், வருடம் முழுவதும் மழை ஏற் படுகிறது. இங்கெல்லாம் பருவத்திற்குரிய மாறுபாடு தெளிவாக இல்லை. நடு அட்சரேகைக் கண்டங்களில், ஈரம் நிறைந்த கிழக்குக் கடற்கரை விதி விலக்காக உள்ளது. தென் அமெரிக்காவிலுள்ள பட்டகோனியா (Patagonia) ஓரளவு வறட்சியான (Semi-arid) பகுதியாகும். இப்பிராந்தியமானது ஆண்டிஸ் (Andes) மலையின் மழை மறைப் பக்கத்திலிருப்பதால், பருவக்காற்று மழையைப் பெறுவதில்லை. கண்டங்களின் உள்நாட்டுப் பகுதிகள், சிறப்பாக நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளில் நிலப்பரப்புகள் மிகப்பரந்திருக்கும் பகுதிகள், கண்டங்களின் கிழக்கு அல்லது மேற்குக் கரையோரங் களைக் காட்டிலும் வறட்சியாக உள்ளன. உள்நாட்டுப் பகுதிகள், வளி மண்டலத்தின் நீராவிக்கு இன்றியமையாத ஆதாரமாக விளங்கும் கடல்களிலிருந்து வெகு தொலைவில் அமைந்திருப்பதால், மழைப் பொழிவானது கடற்கரைப் பகுதியிலிருந்து உட்பகுதியை நோக்கிச் செல்லச் செல்லக் கிரமமாகவோ அல்லது திடீரென வோ குறைகிறது. இக்குறைவானது, மற்றொரு முக்கிய அம்சமான நில உருவ அமைப்பைப் பொறுத்ததாகும். எங்கெல்லாம் கண் டத்திற்குரிய வெப்பதட்பநிலை காணப்படுகிறதோ அங்கெல்லாம் எல்லாப் பருவங்களிலும் மழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறதென்றாலும், அதிகபட்ச மழைபொழியும் காலம் கோடைப் பருவமேயாகும். கோடைகால அதிகபட்ச மழைப்பொழிவானது, பூமியின் மேற்

பரப்பு வெப்பமடைவதன் பயனுகத் தலத்திற்குரிய வெப்பச் சலனம் ஏற்படுவதினுல் உண்டாகிறது. இது தவிர, கடற்கரைப் பரப்பிலிருந்து ஈரம் மிகுந்த வெப்பமான பருவக் காற்றை ஈர்க்கும் தன்மையும் உள்ளது. வெப்பமான பருவக் காற்று அதிக ஈரத்தை ஏற்றுக்கொள்ளும் தன்மையுடையது. ஆனுல் குளிர் காலத்தில் காற்றின் தாழ்ந்த வெப்பநிலை ஈரத்தை ஏற்கும் திறனைக் குறைக்கிறது. குளிர் காலத்தில் நிலப்பகுதிகளின் மீது, எதிர்ச் சூருவளிக்கான நிலைமைகள் நிறுவப்படுகின்றன. இதன் விளைவாகக் கண்டத்திற்குரிய காற்று வெளிநோக்கி இயங்குகிறது.

நடு அட்சரேகைகளுக்கப்பால் துருவங்களை நோக்கிச் செல்கையில், மேல் அட்சரேகைப் பகுதிகளில் காற்றின் குறைந்த வெப்பநிலை, எதிர்ச் சூருவளிக்குரிய செயல் ஆகியவற்றின் காரணமாக வருடாந்திர மழையளவு குறைவதோடு மிகச் சொற்பமாகவும் உள்ளது. அதிகபட்ச மழைப் பொழிவு கோடைக் காலத்தில் ஏற்படுகிறது. ஏனெனில் அச்சமயத்தில் காற்ருனது சற்று அதிகமான அளவு நீராவியை ஏற்கக் கூடியதாக உள்ளது. ஏற்கெனவே கூறப்பட்ட மழைப் பொழிவிற்கான பல்வேறு பாதிக்கும் அம்சங்களைப் பொறுத்துக் கொடுக்கப்பட்டுள்ள மேற்கூறிய விவரணம் மழைப் பொழிவின் பரவல் முழுவதையும் சரிவரக் கொடுப்பதாக இல்லை. பூமியின் மேற்பரப்பில் காணும் மழைப் பொழிவின் சரியான பரவலை விவரிப்பதற்கு மேற்கூறப்பட்ட அம்சங்களைத் தவிர இன்னொரு அம்சமான நில உயர்வு எப்படி மழைப் பொழிவின் பரவலைப் பாதிக்கிறது என்பதைப் பற்றி அறிதல் அவசியம்.

நில உயர்வும், மழைப் பொழிவும் (Altitude & Rainfall)

மழைப் பொழிவின் அம்சங்களில் முக்கியமான ஒன்ருகிய நில உருவமைப்பு பற்றி, "மழைப் பொழிவின் வகைகள்" எனும் தலைப்பின் கீழ் விரிவாக ஏற்கெனவே கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. மழைப் பொழிவின் பரவலைக் காட்டும் உலகப் படம் (5-5) மழைப் பொழிவின் பரவலுக்கும், நில உயர்வுக்கு முள்ள தொடர்பை நன்கு விளக்குகிறது. உயரமான மலைகளின் காற்றடிக்கும் பக்கத்தில், நில உயர்வு காரணமாக ஈரம் நிறைந்த வெப்பமான காற்ருனது மலைச் சரிவுகளின் மீது வேகமாக மேலெழுப்பப்படுவதால், மழைப் பொழிவு அதிகரிக்கப்படுகிறது. காற்று மறைப் பக்கத்தில் ஏற்படும் மழையின் அளவு குறைவாக இருக்கிறது. ஏனெனில் காற்ருனது மறு பக்கத்தில் கீழிறங்குகிறது. தாழ்ந்த மலைகளில் இருப்பக்கங்களுக்கிடையே மழைப் பொழிவில் அதிக வித்தியாசம் இருக்காது. வட அமெரிக்காவில் ராக்கி மலைகளின் மேற்குப்பக்கம் தென் அமெரிக்காவில் மிதவெப்ப மண்டலத்தில் அமைந்துள்ள ஆண்டிஸ் (Andes) மலைகள், நார்வே தேசத்தின் மேற்குக் கடலோரம்,

பிரிட்டிஷ் தீவுகளின் மேற்குக் கடற்கரை, சிறப்பாக ஸ்காட்லாந்தி லுள்ள மேற்கத்திய தீவுகள், இந்தியாவில் மேற்குத் தொடர்ச்சி மலைகளின் மேற்குக் கடற்கரையோரம், இமயமலை, காசிக்குன்று கள் ஆகியவற்றின் தென் சரிவுகள், மடகாஸ்கர் தீவின் கிழக்குக் கடற்கரை, ஆஸ்திரேலியாவின் கிழக்குக் கடற்கரை மற்றும் இதர இடங்களில் விளையும் கனமழையானது, நில உயர்வு காரணமாக ஏற்படுவதாகும். இம் மலைத்தொடரின் காற்று மறைப் பக்கங்கள் மழை மறைப் பக்கமாயிருப்பதால், சிறிதளவே மழையின் அளவா னது நில உருவமைப்பின் உயரத்தைப் பொறுத்ததாகும். எடுத் துக்காட்டாக இந்தியாவில் தட்சணபீடபூமி, கனடாவில் பிரெய்ரி புல்வெளி (prairies) நிலங்கள், மற்றும் பல இடங்களைக் கூறலாம். காற்று மறைப் பக்கத்தில் கூட பாலைவனங்கள் தோன்றக்கூடும். உதாரணமாகத் தென் அமெரிக்காவின் தெற்குப் பகுதியில், கிழக் குக் கடற்கரையோரமாக ஆண்டிஸ் மலைத் தொடருக்குக் கிழக்கே அமைந்துள்ள பட்டகோனியாவைச் சொல்லலாம். தவிர, கடற் கரையோரமாக, நில உருவ அமைப்பு, கருதக்கூடிய அளவுக்கு அதிக உயரமில்லாத இடங்களில், மழைப்பொழிவானது கடற் கரைப் பகுதியிலிருந்து உள்நாட்டுப் பகுதியை நோக்கிக் கிரம மாகக் குறைகிறது. எடுத்துக்காட்டாக, யூரேசியாவில், நில உயர்வுத் தடை ஏதுமில்லை. நில உயர்வு என்று சொல்லக்கூடிய யூரல் மலைகள் கூடத் தாழ்வாக இருப்பதால், அது மழைப்பொழி வைப் பாதிக்கக் கூடியதாக இல்லை. ஆகவே இங்கு உள்நாட்டுப் பகுதியை நோக்கி மழையளவானது கிரமமாகக் குறைந்து கொண்டே வருகிறது. மேற்கு சைபீரியா வரையிலுள்ள பகுதி களில்கூட மேற்காற்ரோட்டம் நன்கு உணரப்படுகிறது. அமெரிக் காக் கண்டத்தில், கடற்கரைப் பகுதியிலிருந்து உள்நாட்டுக்குச் செல்லுகையில் ஏற்படும் மழைக் குறைவானது மேலோங்கிய நில உருவமைப்பு காரணமாக விரைவாக நடைபெறுகிறது. இந்தியா வில் தக்காணப் பிரதேசத்தில், சுவர்போன்றுள்ள மேற்குத் தொடர்ச்சி மலை காரணமாக மழைப் பொழிவில் குறிப்பிடக்கூடிய அளவுக்குக் குறைவு ஏற்படுகிறது. மலைகளின் காற்றடிக்கும் பக்கத்தை எடுத்துக் கொண்டாலும், நில உருவ அமைப்பின் பாதிப்பு மலைத்தொடரருகில் ஏற்படும் அதிக மழைப்பொழிவில் காணப்படுகிறது.

சுருங்கக் கூறின் மிகவும் சிக்கலாக உள்ள மழைப் பொழிவின் சரியான பரவலானது அட்சரேகையின் பாதிப்பால் மட்டும் ஏற் படுவதல்ல. மேலும் மழைப் பொழிவு பரவலின் மண்டல அமைப் பிற்குக் காரணமாயுள்ள வெப்ப, அழுத்த, காற்று மண்டலங்களின் இயக்கத்தினாலும் அல்ல. ஆனால் மழைப் பொழிவின் பரவலானது

அநேக அம்சங்களின் கட்டுப்பாட்டிற்குட்பட்டதாகும். இவ்வம்சங்களைப் பற்றி ஏற்கெனவே விவரமாகக் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது.

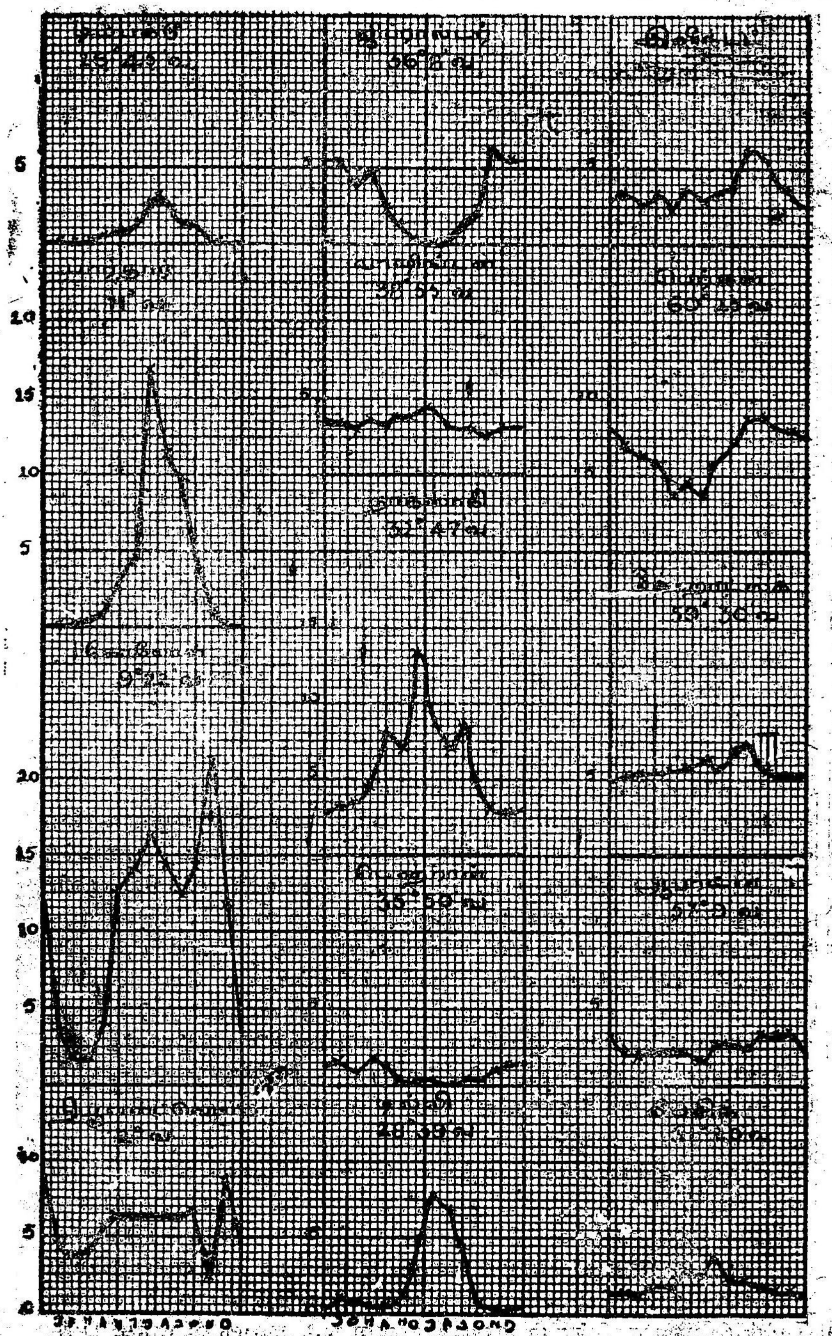
மழைப்பொழிவின் வேறுபாடு
(Seasonal Variation of precipitation

ஒரு வருடத்தில் ஏற்படும் மொத்த மழைப் பொழிவின் அளவைக் காட்டிலும், மழைப் பொழிவில் காணப்படும் வேறுபாட்டை முக்கியமாகக் கவனிக்கவேண்டும். உழவுத் தொழில் நடைபெறுவதற்கும், வெப்ப தட்ப நிலையின் தன்மையை அறிந்து கொள்ளவும், மழைப் பொழிவு ஏற்படும் நேரத்தைக் கண்டுகொள்ள வேண்டியது அவசியமாகிறது. பயிர்கள் வளரும் பருவத்தில் மழைப் பொழிவு ஏற்பட்டால் நன்மை பயக்கும். சிறப்பாக வெப்பநிலை காரணமாக பயிர் வளரும் காலம் குறுகியதாக இருக்கும். நடு அட்சரேகை, மேல் அட்சரேகைப் பிராந்தியங்களில் மேற் சொன்னவாறு மழை ஏற்படுமாயின் அது மிக்க உதவியாக இருக்கும். இவ்வட்சரேகைப் பகுதிகளில் தாழ்ந்த வெப்பநிலை காரணமாகப் பயிர் வளர்ச்சிக்குக் குளிர் காலம் மந்தமான பருவமாகும். அயன மண்டலப் பகுதியில் வெப்ப நிலைமைகள், அதிக உயரமான இடங்களைத் தவிர, மற்ற இடங்களில் வருடம் முழுவதும் பயிர் வளர்ச்சிக்குச் சாதகமாயுள்ளன. இங்கு வருடம் முழுவதும் மழைப் பொழிவு பயனளிக்கக் கூடியதாயுள்ளது. மேல் அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில் பனி இல்லாத காலத்தில் மட்டுமே மழைப் பொழிவு பயிர் விளைச்சலுக்குப் பயனளிக்கிறது. கடுமையான வெப்பதட்பநிலை காணப்படும் பிராந்தியங்களில், பயிர்கள் நீரை ஏற்றுக்கொள்ளக் கூடிய வெப்பமான கோடைப் பருவத்தில் மழைப் பொழிவு ஏற்படுவது விரும்பத்தக்கது. ஆகவே, மொத்த மழையளவு எவ்வளவு இன்றியமையாததாக உள்ளதோ, அதேபோல் மழைப்பொழிவேற்படும் காலமும் அவ்வளவு முக்கியமான அம்சமாக உள்ளது.

மழைப்பொழிவில் காணப்படும் வருடாந்திர மாறுபாட்டில் எண்ணற்ற வகைகள் இருந்தபோதிலும், கீழே கொடுக்கப்பட்டுள்ள ஆறுவகை மாறுபாடுகள் முக்கிய வேறுபாடுகளாகும்.

பூமத்தியரேகை மண்டல மழைப்பொழிவு
(The Equatorial Regime)

சுமார், 10° வட தென் அட்சரேகைப் பகுதிகளுக்கிடையே மேற்சொன்ன "பூமத்திய மண்டல மழைப்பொழிவு" வகை காணப்படுகிறது. இங்கு வருடம் முழுவதும் மழைப்பொழிவு ஏற்



(படம் 5-4) அட்சரேகைக்குத் தக்கவாறும் இருப்புத் தன்மைக்குத் தக்கவாறும் மழையில் ஏற்படும் வேறுபாடுகள்

படுகிறது. இருந்தும் இரண்டு அதிகபட்ச மழைப்பொழிவு காலங்களைக் கொண்டது. இவ்வதிகபட்ச மழைப்பொழிவானது சம ராப்பகல் காலங்களில் ஏற்படுகிறது (படம் 4-5). இத்தகைய பூமத்திய மண்டல மழைப் பொழிவானது அமைதி மண்டலத்தில் ஏற்படும் காற்றோட்டங்களின் குவிதல் விளைவாகும். இந்த அமைதிப் பிராந்தியமானது சூரியனின் வருடாந்திரப் பெயர்ச்சியை அனுசரித்து பூமத்தியரேகைக்கு வடக்கும் தெற்குமாகப் பெயருவதால், அதிகபட்ச மழை மண்டலமானது சூரியனது இயக்கத்தைப் பின்பற்றுகிறது. இது தவிர இப் பிராந்தியத்தில் வெப்பச் சலன இயக்கமானது சூரியன் உச்சத்தில் இருக்கும்போது அல்லது சிறிது பின், தீவிரமாகக் காணப்படுகிறது. ஆனால், இப் பிராந்தியத்தில் உள்ள எல்லா இடமும் இரண்டு அதிகபட்ச மழைப்பொழிவைப் பெறுவதில்லை. இம் மண்டலத்திற்கு வெளியே யுள்ள சில விடங்கள் வேறு சில காரணங்களால் இரு முறை அதிகபட்ச மழையைப் பெறுகின்றன, இம் மண்டலத்திற்கு வெளியே இரண்டு அதிகபட்ச மழைக் காலங்கள் தோன்றுவதில்லை. ஆனால் இவை இரண்டும் ஒன்றுகூடி ஓர் அதிகபட்ச காலமாகத் தோன்றுகிறது.

அயன மண்டல மழைப்பொழிவு

(The Tropical type)

கோடை மழை இவ்வகைக்குரிய முக்கியப் பண்பாகும். இம் மண்டலம் வருடத்தில் ஓர் அதிகபட்ச மழைப் பொழிவு காலத்தைக் கொண்டதாகும். இது சூரியன் உச்சநிலையை அடைந்த பின்னர் ஏற்படுகிறது (படம் 5-4). இம்மண்டலத்தில் குளிர் காலத்தில் ஏற்படும் மழைப்பொழிவு மிகச் சொற்பம், இச்சமயம் வறட்சி நிலைமைகள் காணப்படவும் கூடும். ஏனெனில், பூமத்திய அமைதிப் பிராந்தியமானது தொலைவிலிருப்பதால் மேற்சொன்ன பிராந்தியங்கள் உப அயன அதிக அழுத்த மண்டலத்தின் ஆட்சிக்குட்படக் கூடும். அயன மண்டல மழைப்பொழிவில் கோடை காலமே அதிக மழைப்பொழிவிலேற்படும் பருவமென்றபோதிலும், இதற்குச் சில இடங்கள் விலக்காக உள்ளன. கடற்பரப்பிலிருந்து வீசும் வியாபாரக் காற்று மலைத்தொடர்களால் மேலெழுப்பப்படும் பொழுது அயன மண்டலத்தில் லேசான குளிர்கால மழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறது. வியாபாரக்காற்று கோடையிலிருப்பதைக் காட்டிலும் குளிர்காலத்தில் வலிமை மிகுந்து காணப்படுவதால், அதிகபட்ச மழைப்பொழிவானது இச்சமயத்தில் ஏற்படுகிறது. இந்நிலை அயன மண்டலத்தில் மற்ற பிராந்தியங்களில் காணப்படும் நிலைமைகளின்றும் மாறுபட்டுள்ளது. இங்கு வறண்ட பருவ

மென்பதே கிடையாது; வருட முழுவதும் கன மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது.

பருவக் காற்று மண்டல மழைப்பொழிவு
(The Monsoon type)

மேற்சொன்ன வகையைப் போன்றே. இங்கும் அதிகபட்ச மழைப்பொழிவானது பருவக்காற்றுச் சுழற்சியின் விளைவாகக் கோடையில்தான் ஏற்படுகிறது. இதைப் பற்றி விரிவாக மூன்றும் இயலில் "பருவக் காற்றோட்டங்கள்" என்ற தலைப்பின் கீழ் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது.

உப அயன மண்டல மழைப்பொழிவு அல்லது மத்திய தரைக்கடல் மண்டல மழைப்பொழிவு
(The Sub–Tropical type or the Mediterranean type)

குளிர்கால மழைப் பொழிவும், கோடை வறட்சியும் மேற்சொன்ன வகைக்குரிய பண்புகளாகும் (படம் 5-4). கோடையில் மழைப்பொழிவு ஏற்படுமாயின் அது மிகச் சொற்பமாயிருக்கும். மேலும், இது எப்பொழுதாவது தூறல் உருவில் ஏற்படுகிறது. முந்திய இயலில் விளக்கப்பட்டிருப்பதுபோல, இப்பகுதிகளில் குளிர்கால மழைப்பொழிவானது, சூரியனது பருவத்தற்குரிய இயக்கம் காரணமாக உப அயன அதிக அழுத்த மண்டலம், மேற் காற்றோட்ட மண்டலங்களின் இடப்பெயர்ச்சியின் விளைவாகும். கிழக்குக் கடற்கரையோரத்தில் பருவக்காற்றின் பாதிப்புக் காணப் படுவதால், இங்கு மேற்சொன்ன மத்திய தரைக் கடல் மண்டல மழைப் பொழிவு ஏற்படுவதில்லை.

உள்நாடுகளில் (கண்டங்களில்) ஏற்படும் மழைப்பொழிவு
(The Continental Type)

அயன மண்டலப் பருவக் காற்றுப் பிராந்தியங்களைப் போலவே கண்டத்திற்குரிய மழைப்பொழிவும் கோடையிலேயே ஏற்படுகிறது. உள்நாட்டுப் பகுதிகள் குளிர்காலத்தைவிடக் கோடை மாதங்களிலேயே அதிக மழைப் பொழிவைப் பெறுகின்றன. இதற்கான காரணங்கள் முன்பே விளக்கப்பட்டுள்ளன.

மற்ற வகை மழைப்பொழிவிற்கும், கண்டத்திற்குரிய மழைப் பொழிவிற்குமுள்ள முக்கிய வேறுபாடு யாதெனில் மித வெப்ப

மண்டலத்தில் உள்ள கண்டங்களில் குளிர்கால வறட்சியானது மற்ற இடங்களைக் காட்டிலும் குறைவாக உள்ளது. மத்திய ஐரோப்பாவிலிருந்து ஆசியாவின் கிழக்குக் கடற்கரை வரையுள்ள இடங்களின் வருடாந்திர மழைப் பொழிவைக் காட்டும் வளைவு கோடானது ஒரேமாதிரி இருப்பதால், கண்டத்திற்குரிய மழைப் பொழிவும் பருவக்காற்றுக்குரிய மழைப்பொழிவும் வேறுபட்டவை யல்லாது ஒன்று மற்றத்தைத் தொடர்ந்து காணும் இடைக்கால வானிலை மாற்றமாகும்.

கடற்கரைப் பிரதேச மழைப்பொழிவு வகை
(The Maritime type)

இத்தகைய மழைப் பொழிவில் அதிகபட்ச மழை நடு அட்ச ரேகைக்குரிய இடப் பரப்பிலும், அடுத்துள்ள கடற்கரைப் பகுதி களிலும் குளிர்கால முற்பகுதியில் ஏற்படுகிறது. மத்தியதரைக் கடலுக்குரிய மழைப்பொழிவைப் போன்றல்லாமல் இப் பிராந்தி யத்தில் கோடை வறட்சியான பருவமல்ல. இத்தகைய கடலுக் குரிய மழைப் பொழிவானது மிதவெப்ப மண்டலத்தில் மேற்குக் கடற்கரையோரமாகவும், பருவக் காற்று மழையில்லாத வட அமெ ரிக்காவின் கிழக்குக் கடற்கரையோரமாகவும் காணப்படுகிறது. புயற்காற்றிற்குரிய செயலால், இங்கு ஏற்படும் மழைப்பொழி வானது ஆண்டு முழுவதும் ஒரே சீராக உள்ளது.

மழைப் பொழிவில் ஏற்படும் பருவ வேறுபாட்டின் வகை, மேற்சொன்ன ஆறுவகைகளில் மட்டும் அடங்கிவிடவில்லை. இவை மழைப்பொழிவின் பொதுப்படையான அம்சங்களை மட்டுமே விளக்குகின்றன. இத்தகைய மாறுபாடுகளை விளைவிப்பதற்கான அம்சங்கள் எண்ணிறந்தவையாயிருப்பதோடு சிக்கல் மிகுந்திருப் பதால் முக்கிய வகைகள் சில பிராந்தியங்களில் மாறுபடுகின்றன. இம்மாறுபாட்டிற்குக் காரணம் தலத்திற்குரிய நில உருவ அமைப்பு. தல அமைப்பு, அதன் தன்மை ஆகியவற்றில் காணப் படும் வேறுபாட்டின் விளைவாகும் முக்கிய வகைகளின் மாற்றங் கள் (transitional types) இரு முக்கிய மழைப்பொழிவு வகை ஏற்படும் மண்டலங்களுக்கிடையில் (transitional zones) காணப் படுகின்றன.

மழைப்பொழிவின் அன்றாட மாறுபாடு
(The Diurnal variation of Precipitation)

மழைப்பொழிவின் அன்றாட மாறுபாடானது, முகில் மூட்டத் துடன் நெருங்கிய தொடர்பு கொண்டிருந்தபோதிலும், அவ்வளவு

நன்கு குறிக்கப்படுவதில்லை. அன்றாட மழைப் பொழிவின் அமைப்புச் சிக்கலாயிருந்தபோதிலும், அதன் அன்றாட வேறுபாட்டில் இருமுக்கிய வகைகள் அறியப்பட்டுள்ளன. (1) உள்நாட்டு வகை, (2) கடற்கரை வகை. இவ்வகைகளைப் பற்றித் தெரிந்து கொள்ளும்போது மழை அளவில் ஏற்படும் வேறுபாடு, (Variation in the frequency of rainfall), மழைப் பொழிவின் அளவில் காணப்படும் வேறுபாடு ஆகியவற்றிற்கிடையே உள்ள வித்தியாசத்தைப் பற்றி அறியவேண்டியது அவசியமாகும். கண்டத்திற்குரிய வகையில் அதிகபட்ச மழையானது பிற்பகல் ஆரம்பத்திலோ, முடிவிலோ ஏற்படுகிறது. கடலுக்குரிய வகையிலோ வெனில், அதிகபட்ச மழையளவு இரவிலோ அல்லது விடியற்காலையிலோ ஏற்படுகிறது. மேற்சொன்ன இருவகைகளினின்றும் வழுவிக் காணப்படும் பல்வேறு வகைகள் உள்ளன. எடுத்துக்காட்டாக, அநேக உள்நாட்டு இடங்களில் அதிகபட்ச மழையானது விடியற் காலையில் ஒரு முறையும், பிற்பகலில் ஒரு முறையும் ஆக இரு தடவைகள் ஏற்படுகின்றன. மற்றும் சில கண்டப் பகுதிகளில் கடலுக்குரிய வகையில் காணப்படுவது போலவே, அதிகபட்ச மழையானது இரவு நேரத்தில் ஏற்படுகிறது. வேறு சில நிலையங்களில், கண்டத்திற்குரிய வகை கோடையிலும், கடலுக்குரிய வகை குளிர்காலத்திலும் ஏற்படுகிறது.

நிலப்பகுதியில் ஏற்படும் பெரும்பான்மையான மழைப் பொழிவானது வெப்பம் மிகுந்த பகல் நேரத்திலேயே ஏற்படுகிறது. இது பகல் வேளையில் வெப்பம் மிகுதியாக இருக்கும்போது ஏற்படும் வெப்பச் சலனத்தின் விளைவாக உண்டாவதாகும். தவிர, வெப்பநிலை இயக்கமானது குளிர்காலத்தைக் காட்டிலும் கோடை காலத்திலேயே அதி தீவிரமாக நடைபெறுகிறது. பருவ மாறுபாட்டுடன் ஒருவகையினின்றும் மற்றொரு வகைக்கு மாறும் திருப்பத்தைக் காட்டும் அன்றாட மழைப் பொழிவு வளைகோடானது மேற்சொன்னதை விளக்குகிறது.

எல்லா அட்சரேகைகளிலுமே உள்நாட்டுப் பகுதிகளில் சிறப்பாக அயன மண்டலம், நடு அட்சரேகையிலிருக்கும் பிரதேசங்களில் எல்லாம் கோடை காலத்தில் பகல் நேரத்தில் பூமியின் மீதுள்ள காற்று அதிக வெப்பமடைவதன் விளைவாக வெப்பச்சலன மேற்பட்டு, பிற்பகலில் அதிகபட்ச மழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறது. அயன மண்டலக் கடற்கரையோரங்கள், மற்றும் கடற்பரப்புக்களில் அன்றாட மழைப்பொழிவமைப்புத் தனிப்பட்ட முறையில் அமைந்துள்ளது. இங்கு அதிகபட்ச மழைப்பொழிவு இரவு நேரத்தில் ஏற்படுகிறது. இதற்குக் காரணம் உயரத்தல் காற்றில்

ஏற்படும் வெப்பச் சலனமாறும், கடற் பரப்பில் நிலப்பரப்பைப் போல் அன்றாட வெப்பநிலையில் அதிக மாறுபாடு இருப்பதில்லை. சுருங்கக்கூறின், அன்றாட வெப்ப நிலையில் மாறுதலே காணப் படுவதில்லை, ஆகவே கடற்பரப்பின் மீது நிலவும் காற்றிலும் அதிக வேறுபாடு இல்லை. சிறிது உயரத்திற்குமேல் காற்றின் வெப்பநிலையானது கதிர்வீசலினால் பாதிக்கப்படுவதன் விளை வாகப் பகல் நேரத்தில் வெப்பமாயும், இரவு நேரத்தில் குளிர்ந்தும் காணப்படுகிறது. இந்த நிகழ்ச்சியானது, இரவில் வெப்பநிலைச் சரிவு வீதத்தை அதிகரிக்கிறது. இதன் விளைவாகவே, கடற் பரப்பில் அதிகரிக்கிறது. இதன் விளைவாகவே, கடற்பரப்பில் பகல்நேரத்திலேயேவெப்பச்சலன நிகழ்ச்சி அதிகமாக இருக்கிறது. மழைப் பொழிவின் அளவை, பகல் நேரத்திலேற்படுவதைக் காட்டி லும், இரவில் அதிகமாகுமாறு செய்வதில், அந்நேரத்தில் நிலவும் குறைந்த வெப்பநிலை மற்றுமொரு அம்சமாகும். இவ்வாறு இரவு நேரத்தில் குளிர்ச்சியடையும் காற்றானது, திரவமாதலுக்கு ஆயத் தம் பெறுகிறது. உள்நாட்டு நிலையங்களில் கடலுக்குரிய மழைப் பொழிவில் காணப்படும் அன்றாட மாறுபாட்டின் காரணத்தை மேற்சொன்ன அம்சம் விளக்குகிறது.

பொதுவாக, உலகம் முழுவதுமோ அல்லது ஏதாவது ஒரு குறிப்பிட்ட பகுதியிலோ ஏற்படும் மழைப்பொழிவின் பரவலைப் பற்றிக் கருதும்போது மழைப்பொழிவின் அளவை மட்டுமல்லாமல் மற்றும் பல இதர அம்சங்களைப் பற்றியும் கவனிப்பது அவசிய மாகிறது. ஏனெனில், மேற்சொன்ன அம்சங்கள் மழைப்பொழி வின் பயனளிக்கும் தன்மையை மட்டுமன்றி (effectiveness) பொருளாதாரம் மற்றும் பல அம்சங்களையும் பாதிக்கின்றன. மழைப்பொழிவின் பருவத்திற்குரிய மாறுபாடும், அது பயிர்த் தொழில் மற்றும் மனிதனின் இதர பல தொழில்களையும் எவ்வாறு பாதிக்கிறது என்பதும் முந்திய இயல்களில் கொடுக்கப்பட்டுள் ளது. எடுத்துக்காட்டாக, பூமத்தியப் பிரதேசத்தில் காலக்கிர மப்படி மழைப்பொழிவு ஏற்படுவதால், மனிதனின் தொழிலுக்கான கால அட்டவணையைத் தீர்மானித்துக்கொள்ளப் பெரிதும் பயன் படுகிறது. மழைப்பொழிவின் தீவிரம் (intensity) பருவத்திற்குரிய வருடாந்திர மழைப்பொழிவு ஆகியவற்றை நம்பக்கூடிய தன்மை, மழை பெய்யக்கூடிய நாட்கள் (probability of rainy days), அதிக மழை, லேசான மழைப்பெழிவு ஏற்படும் இடங்கள், மற்றும் இவை போன்ற பல அம்சங்கள் ஒரு தேசத்தின் பொருளாதாரத்தைப் பற்றிய திட்டங்களையும், பொதுவாக, மற்றும் இதர தொழில்களைப் பற்றிய திட்டங்களையும் வகுக்க இன்றியமையாதவையாக உள்ளன.

மழைவீழ்ச்சியின் அளவிலேற்படும் பிராந்திய மாறுபாடு

(Regional Variation in the amount of annual Rainfall)

மழையளவானது பிராந்தியத்திற்குப் பிராந்தியம் அதிகம் வேறுபடுகிறது. சராசரி வருடாந்திர மழை சுமார் 100'' மும், 80'' முதல் 100'' வரையிலும் ஏற்படும் இடங்கள் பெரும்பாலும் சிறிய பகுதிகளாகும், சிறப்பாக இவை, பெரும்பான்மையாய் பூமத்தியரேகைப் பகுதிகளிலோ, சில, பருவக்காற்றுப் பகுதிகளிலோ, மற்றும் சில மேற் காற்றோட்ட மண்டலங்களிலுள்ள கடற்கரைப் பிராந்தியங்களிலோ காணப்படுகின்றன. எடுத்துக் காட்டாக, அயன மண்டல பிராந்தியத்திலுள்ள மத்திய அமெரிக்கா, பனுமா, அமேசான் தாழ் நிலப்பகுதி. கிழக்குக் கயனு (Cuiana) கடற்கரைப் பகுதிகள், ஒரினுக்கோ கழிமுகப் பிரதேசம், ஆப்பிரிக்காவில் கினியின் சில பகுதிகள், கிழக்கத்தியத் தீவுகள், மலேயா, மற்றும் தென் மேற்கு இலங்கை ஆகிய பகுதிகள், பூமத்திய ரேகைப் பிராந்தியத்திலிருப்பதால், மேற் சொன்னபடி அதிகச் சராசரி ஆண்டு மழையைப் பெறுகின்றன. பருவக்காற்றுப் பிராந்தியத்தைக் கவனிக்கும்போது, இந்தியாவின் மேற்குக் கடற்கரை, இமயமலையின் தெற்குச் சரிவுகள், காசி, காரோ ஜெயந்தியா குன்றுகளின் தென் பகுதி, பர்மாவின் கடற்கரை ஓரங்கள், தாய்லாந்து மற்றும் இந்தோ சீனுவின் கிழக்குக் கடற்கரைப் பகுதிகள், மடகாஸ்கர் தீவின் கிழக்குக் கடற்கரைப் பிராந்தியங்கள் ஆகியவை அதிக மழைப்பொழிவைப் பெறுகின்றன. மேற் காற்றோட்ட பிராந்தியத்திற்குறிய கடற்கரைப் பகுதிகளில் சில்லியின் தெற்குக் கடற்கரை, நியூஸிலாந்தின் தென் தீவின் மேற்குக் கடற்கரை, ஸ்காட்லாந்தின் மேற்குக் கடற் கரையோரம் மற்றும் வட அமெரிக்காவின் மேற்குக் கடற்கரையோரம், அலாஸ்காவிலிருந்து ஒரிகன் வரையுள்ள பகுதியாகியவை, கடற்கரைக்குரிய பிராந்தியங்களில் அதிக மழைப் பொழிவைப் பெறும் இடங்களாகும். அயன மண்டலப் பாலைவனங்களாகிய ஸஹாரா, அரேபியா, கலஹாரி, தார், அட்டகாமா, மேற்கு ஆஸ்திரேலியப் பாலைவனம், தென் மேற்கு அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகள், தென் அமெரிக்காவில் பட்டகோனியா, ஆசியாவின் உள்நாட்டுப் பகுதிகள் (காஸ்பியன் கடலிலிருந்து சைனு வரையிலுள்ள பகுதி), துருவப் பராந்தியங்கள் ஆகியவற்றில் 5'' முதல் 10'' வரை மழை ஏற்படுகிறது. அயன மண்டலத்திலும் மிதவெப்ப மண்டலத்திலும் பெரும் பகுதிகள் முறையே 60'' முதல் 80'' வரை, 40'' முதல் 60'' வரை, 20'' முதல் 40'' வரை மழையைப் பெறுகின்றன (படம் 5-5).

வருடாந்திர மழைப்பொழிவின் பரவலைப் பார்க்கும்பொழுது, பூமியின் மேற்பரப்பில் 5 சதவிதம் 80'' மழைப் பொழிவையும், 40 சதவிகிதம் 20 அங்குலம் முதல் 80 அங்குலம் வரை மழையையும் பெறுகின்றன. ஏறக்குறைய பூமியின் மேற்பரப்பில் 1/3, பாகம் 10''-க்கும் குறைவான மழையைப் பெறுகின்றது. 20''க்கு மேற்பட்ட மழைப்பொழிவு பயிர்த் தொழிலுக்குச் சாதகமானதாகக் கருதப்படுகிறது. பெரும்பான்மையான இடங்களுக்கு 80''க்கு மேற்பட்ட மழை, தேவைக்கதிகமானதாகக் கருதப்படுகிறது. இங்கு இயற்கைத் தாவரங்கள் அடர்ந்துகாணப்படுவதால், நிலத்திலிருந்து பயிர்த் தொழிலின் மூலம் பயனடைவது எளிதல்ல. பொதுவாக 10'' முதல் 20'' வரை மழையைப் பெறும் இடங்கள் மேய்ச்சலுக்கும், வறண்ட நிலப்பயிர்த் தொழிலுக்கும் (dry farming) பயன்படுகின்றன. நீர்ப் பாசனத்தின் மூலம் இப்பகுதிகளில் பயிர்த் தொழிலைத் தீவிரமாக நடத்தக்கூடும். 10 'க்குக் குறைவாக மழையேற்படும் இடங்களில் தண்ணீர் கொண்டுவரப்பட்டாலன்றி பயிர்த் தொழில் நடக்கவியலாது. பயிர்த்தொழில் நடைபெறுவதற்குத் தேவையான மழையளவைப்பற்றி, மேற்கூறப்பட்ட முடிவுகள், மழைப் பொழிவின் வேறுபாடு, அதன் தீவிரம் ஆகியவை போன்ற இதர அம்சங்களோடு கருதப்படவேண்டும்.

மழைப்பொழிவின் வேறுபடுந்தன்மை

(Variability of Precipitation)

மழைப்பொழிவில் ஏற்படும் வேறுபடுந் தன்மை என்பது வருடாந்திரச் சராசரி மழைப்பொழிவிலிருந்து காணப்படும் விலக்காகும். இச்சராசரியானது 35 வருடங்களுக்கும் மேற்பட்ட காலத்தின் எடுகோள்களிலிருந்து கணக்கிடப்பட்டதாகும். ஓர் இடத்தின் மழையின் நம்பகத் தன்மையை மேற் சொன்ன அதன் மாறுபடும் தன்மையிலிருந்து அறிந்துகொள்ளலாம். மழைப்பொழிவின் வேறுபடுந்தன்மையைப் பற்றிய எடுக்கோள்களானவை, மொத்த மழையளவு, பருவத்திற்குரிய மழைப்பொழிவின் பரவல் ஆகியவற்றிற்குரிய எடுகோள்கள் எவ்வளவு இன்றியமையாதவையோ அவ்வளவு முக்கியமானவை. உலகத்தில் ஈரம் நிறைந்த பகுதிகள் (humid areas) வறண்ட பகுதிகளைக் காட்டிலும் மழைப் பொழிவின் நம்பத்தகுந்த தன்மையை அதிகம் பெற்றுள்ளன. அதாவது வறண்ட பகுதிகளில் மழைப்பொழிவின் நம்பகத்தன்மை மிகக் குறைவு. ஈரமான வெப்பதட்பநிலை காணப்படும் இடங்களில் வருடாந்திர மழைப்பொழிவின் வேறுபடுந்தன்மை 50%, அதாவது மிக்க வறட்சியாக இருக்கும் வருடத்தில் மழைப்பொழி

வின் அளவு சாதாரணமாக ஏற்படும் மழைப்பொழிவின் 50% ஆக வும், அதிகபட்ச ஈரமான வருடங்களில், மழையளவு 150 சதவிகி தமாகவும் இருக்கும், வறண்ட வெப்பதட்ப நிலைமைகளைக் கொண்ட இடங்களில் வருடாந்திர வேறுபாடு 30 அல்லது 40 சத விகிதத்திலிருந்து 250 சதவிகிதமாகும். மழையளவு குறையக் குறைய அதன் மாறுபடுந்தன்மை அதிகமாகிறது. மழையின் வரு டாந்திர அல்லது பருவத்திற்குரிய நம்பத்தகுந்த தன்மையானது வறண்ட பகுதிகளில் மிகவும் குறைவாயுள்ளது.

இந்தியாவில் வருடாவருடம் ஏற்படும் மேற்சொன்ன மாறு பாடு மிக அதிகமாகும். இந்தியாவிலும் பாகிஸ்தானிலும் வருடாந் திரச் சராசரி மழை 42". இந்தச் சராசரி அளவிலிருந்து ஏற்படும் விலக்கமானது $+12''$மும் $-8''$ மும் ஆகும். பொதுவாக, இங்கு வறண்ட பகுதிகளில் மழையானது நிச்சயமற்றதாயும், மாறுப்படக் கூடியதாயும், ஈரம் மிகுந்த பகுதிகளில் அவ்வளவு மாறுபாடின்றி யும் உள்ளது. வடமேற்கு இந்தியாவில் வேறுபாடு 25%க்கு அதி கமாயும், மேற்கிலும், தென் கிழக்கிலும் 5 முதல் 10 சதவிகிதமா யும், மத்திய இந்தியாவில் 10 முதல் 15 சதவிகிதமாயும், மிகக் குறைந்த வேறுபாடு தென் மேற்கு, வட கிழக்குப் பகுதிகளிலும் (5% குறைவாக) உள்ளது. தீபகற்ப இந்தியாவின் கிழக்குப் பகு தியில் 15 முதல் 20 சதவிகிதமாகவும், சர்கார் கடற்கரைப் பகுதி யில் 25% ஆகவும் உள்ளது. சராசரி அளவிலிருந்து ஏற்படும் விலக்கங்களுக்கான காரணம் : (1) பருவக் காற்று ஆரம்பத்தில் ஏற்படும் காலதாமதம். (2) பருவக் காற்று வீசாமல் தொடர்ந்து நின்றுவிடுதல், (3) குறித்த காலத்திற்கு முன் பருவமழை நின்று விடுதல்.

வேளாண்மைத் தொழில்களுக்கான திட்டங்களை வகுக்க மழை யளவில் உண்டாகும் வேறுபாடு முக்கியமாகக் கருதப்பட வேண்டும். இந்த எடுகோள்கள், பயிர் விளைச்சலுக்குப் போது மான குறித்த அளவு மழை ஏற்படும் இடங்களிலும், வறண்ட பகு திகளிலும் அதிகம் இன்றியமையாதவையாக உள்ளன. இப்பிராந் தியங்களில் அதிக வேறுபடுந் தன்மை காணப்படுகிறது. இயல் பான மழைப்பொழிவிற்கும் குறைவாக உள்ள விலக்கமானது, இயல்பான மழைப் பொழிவின் அளவைவிட அதிகம் உள்ள விலக் கத்தைக் காட்டிலும், அடிக்கடி ஏற்படுகிறது.

மழைப்பொழிவுடன் நீர்ப்பாசனமும் சேர்ந்தாலன்றி இப்பிரதே சங்கள் முக்கியமாக வறட்சியினாலும் பஞ்சத்தினாலும் பாதிக்கப் படுகின்றன. ஆனால் ஈரமான பூமியில் மழைப்பொழிவு போது மான அளவில் இருப்பதால் இங்கு ஏற்றத்தாழ்வு இருந்தபோதி

லும், அவ்வேற்றத்தாழ்வு சொற்பமாக உள்ளதால் இவ்விடங்களில் விவசாயம் நடத்துவதற்கு ஏதுவாக இருக்கிறது.

மழைப்பொழிவின் தீவிரம்
(Intensity of precipitation)

மழைப்பொழிவேற்படும் நாட்களுக்கும், விளையும் மொத்த மழைக்குமுள்ள தொடர்பு, வெப்ப தட்ப நிலைக்கான முக்கியதொரு அம்சமாகும். இது மழைப்பொழிவேற்படும் விதத்தை அல்லது அதன் தீவிரத்தைக் காட்டுகிறது. மேலும் வெப்ப தட்ப நிலை ஈரமான தன்மையதா, வறண்ட தன்மையதா என்பதைப் பற்றிய பொதுவான கருத்தை விளக்குகிறது. சில இடங்களில் மழையானது, மிதமாகவும் அல்லது கொட்டும் தன்மையதாகவும், குறுகிய கால நீடிப்புள்ளதாகவும் இருக்கும். மேற்சொன்ன மழைப்பொழிவு பொதுவாக அயன மண்டலப் பிராந்தியத்திற்குரியதாக உள்ளது. மற்ற இடங்களில், சிறப்பாக, மேற்குப் பிராந்தியங்களில் மழைப் பொழிவு சூருவளிகளின் விளைவாகும். இங்கு லேசான தூறல் அல்லது மிதமான மழைப்பொழிவேற்படுவதோடு, மழை பொழியும் நாட்கள் அயன மண்டலத்தில் ஏற்படுவதைக் காட்டிலும் அதிகமாய் உள்ளன. எடுத்துக்காட்டாக, இந்தியாவில் ஒரு நாளில் 10'' முதல் 12'' வரையுள்ள கன மழை ஏற்படுவது அரிதான தொரு நிகழ்ச்சியல்ல. 24 மணி நேரத்திற்குள் பீஹாரிலுள்ள பூர்னியா என்னும் இடத்தில் 25'' மும், பம்பாயில் 28'' மும், சிரபுஞ்சியில் 40'' மும் மழைப் பொழிவு குறிக்கப்பட்டுள்ளன. இந்தியாவின் வடமேற்குக் கோடிப் பகுதியைத் தவிர்த்து மற்ற பாகங்களிலெல்லாம் ஒரு நாளில் 5'' மழை ஏற்பட்டுள்ளதிலிருந்து இந்திவாவில் அதிக மழைப்பொழிவு அடிக்கடி ஏற்படுகிறது என்பது தெரிகிறது.

இந்தியாவின் மேற்குக் கடற்கரையோரம், அஸ்ஸாம், வங்காளம், கோரமண்டலக் கடற்கரையின் தென் பகுதி (S.Coramandal coast) மற்றும் இமயமலையின் அடிவாரம் ஆகிய பகுதிகளில் ஒரு நாளில் 15'' முதல் 20'' வரை மழை குறிப்பிடப்பட்டுள்ளது. இந்தியாவில் ஏற்படும் கன மழைப் பொழிவானது இயங்கும் சூருவளி புயல்களுடன் கூடியதாகும். மழையளவு குறைவாய் இருந்தபோதிலும் பல நாட்களுக்கு நீடித்துப் பெய்யுமானால், இது சில நாட்களுக்கே நிலவக் கூடியதாயுள்ள அதிக மழையைக்காட்டிலும் வேளாண்மைக்கு அதிகப் பயனளிக்கக் கூடியதாகும். பின் சொன்னது மேற்பரப்பில் வழிந்தோடி விடுவதால் பயிர்த் தொழிலுக்கு அவ்வளவு பயனளிப்பதாக இல்லை.

வளிப் பகுதிகளும் வளி முகங்களும்

(Air Masses and Fronts)

வளிப்பகுதியின் அமைப்பு, பண்பு முதலியவற்றின் படிப்பினை, தற்கால வானிலைப் பகுப்புக்கும் முன்னறிவிப்புக்கும் ஆதாரமாக உள்ளது. அவை ஒன்றோடொன்று ஓரிடத்தில் கூடும்போது ஏற்படும் உள்ளிடக் கிரியையினையும் (Interaction) முக்கியமாகக் கருதவேண்டும். வானிலை இயக்கங்களில் வளிப்பகுதி முக்கியப் பங்கு கொண்டுள்ளது. சூருவளிகளும். எதிர்ச் சூருவளிகளும் அடுத்த படி முக்கியமாக உள்ளன. இவைகளைப் பற்றிய விவரங்கள் ''உபவளிச் சுழற்சி'' (Secondary circulation) என்னும் பகுதியின் கீழ் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. ஒன்றுக் கொன்று முற்றிலும் முரணான வளிப்பகுதிகளுக் கிடையே நகரும் கொந்தளிப்புகள் ஏற்படுவதன் பயனாக உண்டாகும் வானிலையானது. ஒன்றோடொன்று செயல்புரியும் வளிப்பகுதிகளின் இயல்பைப் பொறுத்திருப்பதால், அவற்றின் படிப்பினை மிக முக்கியமாக உள்ளது. இதைத் தவிர ஓரிடத்தில் நிலவும் தனிப்பட்ட வளிப்பகுதி அந்தப் பிரதேசத்தில் பெரும் பகுதியில் நிலவும் வானிலையைத் தீர்மானிக்கிறது. வளிமண்டலப் பொதுச் சுழற்சி, பெரிய பரப்புகளில், ஏறக்குறைய ஒரே மாதிரியான பௌதிக குணங்களையுடைய வளிப்பகுதிகளை உண்டாக்கும் தன்மையைக் கொண்டிருக்கிறது என்னும் செய்தி தற்கால வானிலை முன்னறிவிப்புக் கொள்கைகளுக்கு அடிப்படையாக உள்ளது. வளிப்பகுதிகளின் பகுப்பு வானிலை நூலில் அண்மைக்காலத்தில் ஏற்பட்டதேயாகும். வளிமண்டலத்தில் குறிப்பிட்ட சில வளிப்பகுதிகள் இருப்பதாக முன்பு அறிந்தவர்கள் W. நேபியர்ஷாவும், ஆர். ஜி. கெ. லெம்பீடும் ஆவர். ஆனால், வளிமண்டலத்தின் சுழற்சியில், வளிப்பகுதிகள் முக்கியமான உறுப்ட

கள் என்பதைக் கண்டுபிடித்தவர்கள் நார்வே தேசத்தைச் சேர்ந்த வானிலை நூல் வல்லுநர்களான வி. ஜெர்கின்ஸ் (Jerkenes), அவ ரது மகன் ஜே. ஜெர்கின்ஸ், எச். சொல்பர்க் (Solberg) ஆகிய பல ராவர். ஸ்வீடன் தேசத்தைச் சேர்ந்த பெர்ஜெரான் (Bergeron) என்னும் விஞ்ஞானியின் ஆராய்ச்சிகளை அடிப்படையாகக் கொண்டு "வளிப்பகுதிகளின் கொள்கை" நிறுவப்பட்டுள்ளது. வளிப்பகுதிகளைப் பற்றிய கருத்துக்கள் நிலநூல் வல்லுநர்களாலும் எளிதில் ஒப்புக்கொள்ளப்படுகின்றன.

வளிப்பகுதி என்பது மிக்க ஆழத்தைக் கொண்டதும், வெப்ப நிலை, ஈரப்பதம், உயரத்திற்கேற்ப ஏற்படும் வெப்ப நிலைக் குறைவு, இவற்றின் கிடை வியாபனம் ஏறக்குறைய ஒரே இயல்பாயுள்ளது மான, வளிமண்டலத்தின் பெரிய பகுதி என்று வரையறுக்கப்பட்டுள்ளது. கிடையாக 1,000 மைல்களுக்கு அதிகமாகப் பரந்திருக்கும் பகுதியே இங்கு பெரிய பகுதியென்று குறிக்கப்படுகிறது. சீரான தன்மை 100 மைல்களுக்குள் தான் காணப்படுகிறது. இங்குக் காணப்படும் வேறுபாடுகள் வளிமுகப் பகுதியில் உள்ளவற்றைவிடக் குறைவு.

ஒரே இயல்பான வெப்பமும், ஈரப்பதமுள்ள சமமான பெரிய நீர் அல்லது நிலப்பரப்புக்களின் மேல் காற்று தங்கும்பொழுது அது அப்பரப்பின் தன்மைகளை அடைகிறது. இச்செயல், வெப்பச் சலனம், கதிர்வீசல் ஆகிய இவற்றின் மூலம் வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப்படுகை, பூமியின் மேற்பரப்பு ஆகிய இவை சமநிலை அடையும் வரை தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. இவ்வாறு உண்டான வளிப்பகுதிகள் உற்பத்தி இடங்களிலிருந்து பெயர்ந்து சென்ற பின்பும், அவை சுயத் தன்மையை விடாது வைத்துக்கொள்வதே வளிப்பகுதிக் கொள்கையின் முக்கியத்துவமாகும். வளிப் பகுதிகள் சமநிலை அடையும் பிரதேசத்திற்கு "உற்பத்தி இடம்" என்பது பெயர். வளிப்பகுதிகள் உற்பத்தி இடத்திலிருந்து 3,000 மைல் தூரம் கடந்து வந்த பிறகும் அவற்றில் உற்பத்தி இடப் பண்புகள் இருப்பது அறியப்படுகின்றது. இவை அவ்விடங்களில் முக்கியம் வாய்ந்தவையாகவும் இருக்கலாம். பனிப்பரப்புக்களில், அசைவற்ற நிலைமைகளின் கீழ், ஆழமில்லாத குளிர்ந்த வளிப்பகுதிகள் உண்டாகின்றன. இதற்கு எடுத்துக் காட்டாகக் குளிர் காலத்தில் மத்திய கனடாப் பிரதேசத்தைக் கூறலாம். காற்று அதிகரிக்குமேயானால், இக்குளிர்ந்த காற்று உற்பத்தியாகும் இடத்திலிருந்து வெளிப்பெயர்ந்து, வெகு தூரத்திலுள்ள இடங்களுக்குக் குளிர்ச்சியை எடுத்துச் செல்கிறது.

உற்பத்தி இடம்
(The Source Region)

வளிப்பகுதிகள் உண்டாகும் "உற்பத்தி இடம்" ஒரே சீராக உள்ள மேற்பரப்பையும், அடிக்கடி ஏற்படும் காற்றுத் தேக்கத்தையும் கொண்டுள்ளது. இந்நிலையில்தான் மேற்பரப்புடன் காற்று சம நிலை அடையலாம். மேற்சொன்ன பிரதேசங்களுக்கு முதலுற்பத்தி இடங்கள் (primary source regions) என்று பெயர். (பனி அல்லது பனிக்கட்டி மூடிய விசாலமான துருவப் பிரதேசங்கள், அயன மண்டலக் கடல்கள், அயன மண்டலப் பாலைவனங்கள் ஆகிய எல்லாவற்றிலும் மேற்பரப்பு அதிக தூரங்களுக்கு ஒரே சீராக இருப்பதால், அவைகளைப் பிரதம உற்பத்தி இடங்களாகக் கருதலாம்.) சமமற்ற மேற்பரப்பு, அல்லது நிலமும் நீரும் மாறி மாறிக் காணப்படும் மேற்பரப்பு ஆகியவை சிறந்த உற்பத்தியிடங்களல்ல. அதிக அளவிலேற்படும் மேற்பரப்புக் காற்றின் இயக்கம் இலேசானதாகவும், படர்ந்ததாயும் (divergent) இருக்கவேண்டும். எதிர்ச் சூருவளிகள் வளிப் பகுதிகளை அதிக அளவில் உற்பத்தியாக்குகின்றன. அங்குக் காற்றுச் சுழற்சியில் ஒரே தன்மை காணப்படுகிறது. ஏனெனில், அங்கே காற்றின் கீழிறங்குதலும், கிடையான படர்வும் (horizontal divergence) ஏற்படுகின்றன. இதன் பயனாகக் கிடை வெப்பநிலை ஒரே சீராக உள்ளது. மேலும் இந்நிலை மெள்ளச் செல்லும் காற்று உண்டாவதற்கு ஏற்றதாயுள்ளது. ஆனால், நடு அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில், நில நீர்ப்பரப்புக்கள் மாறி மாறிக் காணப்படுவதால், இங்கு அட்சரேகை வெப்பநிலைச் சரிவு அதிகமாயுள்ளது. இங்கு மேற்பரப்பு ஒரே சீராக இல்லாததால், இப்பிரதேசங்கள் உற்பத்தி இடங்களாயிருப்பதற்கு ஏற்றவையல்ல. வளிப்பகுதிகள் ஒரு குறிப்பிட்ட பிரதேசத்தில் உற்பத்தியான பின்பு, அவை அங்கு அதிக நேரம் தங்கியிருப்பதில்லை, அவை வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழிற்சியால், உற்பத்தி யிடங்களிலிருந்து, வெகு தூரத்திலுள்ள மற்ற இடங்களுக்கு எடுத்துச் செல்லப்படுகின்றன. தங்கள் சுய பௌதிகப் பண்புகளிலிருந்து மாறுதிருந்தபோதிலும், அவை கடந்து செல்லும் பிரதேசங்களின் நிலைமைகளைப் பொருத்து. சில மாறுபாடுகளுக்குள்ளாகின்றன. இம் மாற்றம், பின் வரும் ஒன்று அல்லது அதற்கு மேற்பட்ட போக்குகளின் சேர்க்கையினுல் ஏற்படுகிறது. அவையாவன : (1) கதிர் வீசல் (இதனுல் வெப்பத்திலேற்படும் அதிகரிப்பு அல்லது நஷ்டம்), (2) ஆவியாதல் அல்லது திரவமாதல். (3) ஒன்று கூடும் அல்லது விரிந்து படரும் காற்றோட்டம் இவற்றைத் தவிர பொதுவர்கக் காற்றோட்டம் தேங்கியில்லாத பெரிய விசாலமான பகுதிகள் அநேகம் உள்ளன. இம்மாதிரிப்

பிரதேசங்களின் வழியாகக் கடந்து செல்லும் வளிப்பகுதிகள் இங்குள்ள நிலைமைகளுக்கேற்றவாறு மாறுதலடைந்து, சிலகுறிப்பிட்ட பண்புகளை அடைகின்றன. இவ்வாறுள்ள பிரதேசத்திற்கு "உப உற்பத்தித் தலம்" (secondary source region) என்பது பெயர். இம்மாதிரி வளிப்பகுதிகளின் இயக்கத்தினால் ஒரு பிரதேசத்திலிருந்து, மற்றொன்றுக்கு வெப்பமாற்றம் ஏற்படுகிறது.

வளிப்பகுதிகளின் வரலாற்றைப் படிக்கும்போது மூன்று விஷயங்களை முக்கியமாகக் கருதவேண்டும். அவை வருமாறு :—1. அவற்றின் உற்பத்தி இடம். 2. உற்பத்தி இடத்திலிருந்து கிளம்பி அவை சென்ற பாதை. 3. அவை செல்வதற்கு எடுத்த நேரம். இதைப் பெட்டர்ஸென் (Pettersen) ''வளிப்பகுதியின் வயது'' என்று கூறுகிறார். இவை மிக அதிக தூரங்களுக்குப் பரவி இருப்தாலும், இவை இயங்கும்போது அவற்றில் ஏற்படும் மாறுதல்கள் மிக மெதுவாக நடைபெறுவதாலும், இவற்றின் இடப்பெயர்ச்சியையும், இவை அடையும் மாறுதல்களையும் அன்றாடம் குறிக்க முடியும். மேற்சொன்ன மாறுதல்களைப் பல்வேறு வளிப்பகுதிகளைப் பிரிக்கும் எல்லைப் பிரதேசத்திலுண்டாகும் மாறுதல்களோடு ஒப்பிட்டுப் பார்க்கும்போது, இவை குறைந்த அளவிலும், மெதுவாகவும் நடைபெறுவது தெரிய வருகிறது. இவ்வளிப் பகுதிகள் அவை வந்தடையும் பிரதேசத்திற்கேற்றவாறு அமைப்பில் மாறுவதுடன் அப்பிரதேசத்தின் வானிலையையும் மாற்றுகின்றன. காலநிலைப் படிப்பில் வளிப்பகுதிகளின் உபயோகம் சிக்கலாக உள்ளது. இதற்குக் காரணம், மேற்சொன்ன செயல்களினால், முக்கியமாக ஒன்று கூடும் அல்லது விரிந்து படரும் காற்றோட்டங்களினால், வளிப்பகுதிகள் அடையும் மாறுதல்களாகும்,

சில முக்கிய உற்பத்தி இடங்கள்
(Some Important Source Regions)

வளிப்பகுதிகளின் பண்புகளையும், அவற்றின் வகைகளையும் பற்றிப் படிக்கு முன்னர், அவற்றின் முக்கிய உற்பத்தி இடங்களைப் பற்றி அறிவது பூகோள வல்லுநருக்கு இன்றியமையாததாகும். ஏனெனில் முன்சொன்ன செய்திகள் குறிப்பிட்ட அளவிற்கு உற்பத்தி இடங்களைப் பொறுத்துள்ளன. இனி, அவற்றைப்பற்றி விரிவாகப் படிப்போம்.

வடதுருவ உற்பத்தி இடம்
(Arctic source) (A)

பனியும், பனிக்கட்டியும் நிறைந்த பிரதேசத்தில் பனிப்பரப்புக்குக் கீழ்உள்ள பூமியின் பரப்பின் பண்புகள், அதிக அவினால் ஒ

சீராக உள்ளன். எல்லாவற்றிலும் மிகக் குளிர்ந்த பரப்பு பனி மூடிய பிரதேசமாகும். அதிக நேரம் நிலைக்கும் காற்று, மேற்பரப்பில் காணப்படும் நிலைமைகளுக்குகேற்றவாறு அமைப்பில் மாறுபடுகிறது. இம்பிரதேசங்களில் காணப்படும் வளிப்பகுதி பெரும்பாலும் எதிர்ச் சூருவளியாக உள்ளது. முக்கியமாகக் கோடைக் காலத்தில் இப்பிரதேசம் கண்டங்களிலிருந்து இங்கு வந்தடையும் வெப்பமான காற்றினால் சூழப்பட்டிருப்பதால், இங்குள்ள காற்று முழுவதும் தேங்கிக் காணப்படுகிறது. இங்கு ஈரப்பத விகிதம் (Relative humidity) அதிகமா யிருப்பதால், தாழ்ந்த படைமேகங்களாகவும் மூடுபனி யாகவும் உள்ளன.

(துருவ கண்ட உற்பத்தி இடம்) (து.க)

(The Polar Continental source) (cP)

துருவகண்ட வளிப்பகுதிகள் அதிக அழுத்தத் தொகுதி (High pressure systems) நிலவும் வட அமெரிக்கா, ஆசியா, ஐரோப்பா, ரஷியா. ஆகிய இவ்விடங்களில் உற்பத்தியாகின்றன. இவ்விடங்கள் குளிர் காலத்தில் அதிகப்படியாகக் குளிர்ச்சி யடைந்துவிடுவதால், கடத்தலின் மூலம் வெப்பச் சேர்க்கையும், கதிர் வீசலின் மூலம் வெப்ப இழப்பும் ஏற்படுவதன் பயனாக, பூமியின் மேற்பரப்பின் வெப்பநிலை குறைகிறது. கோடைக் காலத்தில் எதிர்ச் சூருவளிகள் அதிகமில்லாமலிருப்பதாலும். சில வேளைகளில் வெயிற்காய்தல் அதிக நேரம் நீடிப்பதாலும், நிபந்தனைக்குட்பட்ட நிலையின்மை (Conditional instability) ஏற்படுகிறது. இதனால் குளிர்காலத்தில் இங்கு அடுக்குத் திரண்முகில்களும் (Strato cumulus) கோடைக் காலத்தில் சிதரிய திரண்முகில்களும், (Scattered cumulus) தவிர முகிலற்ற விசும்பும் காணப்படுகின்றன.

(துருவக்கடல் உற்பத்தி இடம்) (து.கட)

(Polar Maritime source) (mP)

அயன மண்டலக் கடல் உற்பத்தி இடத்தைத் துருவ, ஆர்க்டிக் கண்ட உற்பத்தி இடத்திலிருந்து பிரிக்கும். இப் பிரதேசம், கடல் கடப்புப் பகுதியாகும் (Oceanic transition Zone). தென் கோளார்த்தத்தில் கண்டப்பகுதிகளை வந்தடையும் ஒரே ஒரு வளிப்பகுதி மேற்சொன்ன கடப்புப் பகுதியில்தான் உற்பத்தியாகிறது. அன்டார்டிக்காப் பிரதேசத்திலிருந்து செல்லும் வளிப்பகுதி ஒருபோதும் கண்டத்திற்கு வெளியே காணப்படுவதில்லை.

அயன கண்ட உற்பத்தி இடம்
(Tropical Continental source) (cT)

அயன கண்ட உற்பத்தி இடம், கோடைக் காலத்தில் வட கோளார்த்தத்தில் பெரிய கண்டப்பகுதிகளான வட அமெரிக்கா ஆசியா, தென் மேற்கு ஐக்கிய நாடுகள் (S. W. United States) தெற்கு ஐரோப்பா முதலிய இடங்களிலும், குளிர் காலத்தில் வட ஆப்ரிக்காவிலும் காணப்படுகிறது. தென் கோளார்த்தத்தில் தென் ஆப்பிரிக்கா, ஆஸ்திரேலியா, தென் அமெரிக்கா முதலிய கண்டங்களின் உள்நாட்டுப் பகுதிகளில், மேற்சொன்ன உற்பத்தி இடம் காணப்படுகிறது, இது ஓர் அரிதான வளிப்பகுதியாகும். இதன் பண்புகள் உறுதியற்ற தன்மையும் மிக அதிகமான வெப்பநிலையுமாகும். இதைத் தவிரப் பொதுவாகக் காணப்படும் ஓர் அம்சம் புழுதிமூட்டமாகும். மிக்க வறட்சியினால், மேக மூட்டமில்லாத தூய விசும்பு காணப்படுகிறது.

அயன மண்டலக் கடல் உற்பத்தி இடம்
(Tropical Maritime source) (mT)

உப அயனமண்டல அதிக அழுத்தப் பிரதேசங்களின் பூமத்திய ரேகையை நோக்கியுள்ள பகுதியில், இரண்டு கோளார்த்தங்களிலும், கடற்பரப்புக்களின்மேல் மேற்சொன்ன உற்பத்தி இடம் காணப்படுகிறது. இங்கு கீழிருக்கும் மேற்பரப்பானது ஒரே சீராக உள்ளது. இங்குள்ள காற்றுத் தொகுதி பெரும்பாலும் எதிர்ச் சூருவளியாக உள்ளது. அது முக்கியமாக ஈரம், அதிக வெப்பநிலை, தூய விசும்பு, குறிப்பிட்ட உயரத்தில் வெப்பக் கிரம மாறுகை ஏற்படுவதன் பயனாக நிலவும் உறுதித் தன்மை, ஆகிய பண்புகளைக்கொண்ட வளிப் பகுதியாகும். இது துருவங்களை நோக்கிப் பரவுகின்றது. இப்பரவல் முக்கியமாக, இயங்கும் சூருவளிகளின் வெப்பமான பகுதிகளின் வழியாக நடைபெறுகிறது.

பூமத்தியரேகைப் பகுதிகள்
(Equatorial regions) (E)

வட தென் கோளார்த்தங்களில் உள்ள உப அயன மண்டல எதிர்ச் சூருவளிப் பகுதிகளுக்கிடையே உள்ள பாகமே பூமத்திய ரேகை மண்டலம் என்று சொல்லப்படுகிறது. இது முக்கியமாக, கடல் பிரதேசமாக உள்ளது. மேலும், இங்கு வெப்பநிலைக் கிடை வியாபனம் ஒரே சீராக உள்ளது. இது வளிப்பகுதிகள் வந்து குவியும் ஒரு பிரதேசமாகும். பொதுவாக, இங்குச் செங்குத்தான இயக்கம் காணப்படுகிறது. வெப்பக் கடத்தலேற்படுவதோடு,

ஈரப்பதம் அதிகமாயிருப்பதால், பூமத்தியரேகை வளிப்பகுதியில் அதிக மழைப் பொழிவும் கன மேகங்களும் காணப்படுகின்றன. வளிப்பகுதியின் கீழுள்ள மேற்பரப்பு வெப்பமாயிருப்பதால், அது சாதாரணமாக உறுதியில்லாத தன்மையுடையதாயிருக்கிறது.

பருவக்காற்றுத் தொகுதிகளின் உற்பத்தி இடம்
(Monsoon source) (M)

பருவக் காற்றுத் தொகுதிகள் ஆசியாவின் தென் பகுதியிலும் தென்கிழக்குப் பகுதியிலும் உற்பத்தியாகின்றன. கோடையில் பூமத்தியரேகைப் பகுதியிலிருந்து, காற்று தென் ஆசியாவின் உட்பகுதியில் ஊடுருவிச் செல்கின்றது. அதே போல் குளிர்காலத்தில், காற்று துருவ கண்ட உற்பத்தி இடத்திலிருந்து ஆசியாவின் மலைகளைக் கடந்து, பூமத்திய ரேகையை நோக்கி, நில்லாமல் தொடர்ந்து பாய்கின்றது. இதன் பயனாகக் குளிர் காலத்தில் அதிக வறட்சியாகவும் அதிகக் குளிராகவும், கோடைக் காலத்தில் வெப்பநிலை, ஈரப்பத விகிதம், மழைப்பொழிவு ஆகிய இவை அதிகமாயும் உள்ளன.

சுப்பீரியர் வளிப்பகுதி உற்பத்தி இடம்
(Source of Superieur air) (S)

பூமியின் மேற்பரப்பில் காணப்பட்டபோதிலும், இவ்வளிப்பகுதி அதிக உயரங்களில் உற்பத்தியாகிறது. இவை நடு அட்ச ரேகைகளில், எதிர்ச்சூருவளிகளில், கீழிறங்கும் காற்றின் இயக்கங்களினால், தடைப்படாத வளிமண்டலத்தில் உண்டாகின்றன. இதைப் பற்றி முதல் பகுதியில், அதிக உயரங்களில் ஏற்படும் வெப்பக்கிரம மாறுகையின் கீழ் சொல்லப்பட்டுள்ளது. இந்த வளிப்பகுதி தென் மேற்கு வட அமெரிக்காவிலும், கிழக்கு ஆசியாவிலும் தரை மட்டத்தில் அடிக்கடி காணப்படுகிறது.

வளிப் பகுதிகளின் பிரிவுகள்
(Classification of Air Masses.)

வளிப்பகுதிகளின் தரத்திற்குத் தக்கவாறு பிரிக்கும்போது அவைகளின் வானிலைப் பண்புகளைக் குறிப்பிடவேண்டியது அவசியம். இவ்வகையீட்டிற்கு உற்பத்தி இடங்களை அடிப்படையாகக் கொள்ள வேண்டும். தவிர, உற்பத்தி இடங்களை விட்டு வெளியே செல்லும்போது, போகும் வழியில் வளிப்பகுதிகளுக்கேற்படும் மாறுதல்களையும் எடுத்துக் கொள்ள வேண்டியது அவசியமாகும். பெர்ஜரான் (Bergeron) என்பவரின் வகையீடு

தான் உலகம் முழுதும் கையாளப்படுகிறது. ஏனெனில் இவ்வகையீடு நிலவியலுக்குரியதும் வெப்பச்சலனத்திற்குரியதுமான செய்திகளை (Geographical and thermodynamic points) உத்தேசித்துச் செய்யப்பட்டுள்ளது.

நிலவியலுக்குரிய வகையீடு, உற்பத்தி இடங்களை அடிப்படையாகக் கொண்டுள்ளது. இதன்படி வளிப்பகுதிகளில் ஆறு முக்கியப் பிரிவுகள் அறியப்படுகின்றன. அவை வருமாறு:

1. ஆர்க்டிக் வளிப்பகுதி (Arctic-A)
2. துருவ வளிப்பகுதி (Polar-P)
3. அயன வளிப்பகுதி (Tropical-T)
4. பூமத்தியரேகை வளிப்பகுதி (Equatorial-E)
5. பருவக்காற்று வளிப்பகுதி (Monsoon-M)
6. சுப்பீரியர் வளிப்பகுதி (Superieur-S).

துருவ, அயன வளிப்பகுதிகளில் உற்பத்தி இடங்களையொட்டி, கடல் வளிப்பகுதி, கண்ட வளிப்பகுதி என்று மேலும் இரு பிரிவினைகள் செய்யப்பட்டிருக்கின்றன. கடலிலுண்டாவதால், அது m என்றும், கண்டப் பரப்பில் உண்டாவதால் பின் சொன்னது c என்றும் குறிக்கப்படுகின்றது. ஆர்க்டிக் வளிப்பகுதி துருவ கண்ட வளிப்பகுதியின் மாறுபட்டவடிவமென்றும், பூமத்திய ரேகை வளிப் பகுதியின் மாறுபட்ட வடிவமென்றும் ஜி டி. திரவார்த்தா (G,T. Trewartha) கருதுகிருர். வகையீட்டை எளிதாகச் செய்வதன் பொருட்டு அவர் மேற்சொன்ன பிரிவுகளைக் கணக்கிலெடுத்துக் கொள்ளவில்லை.

வெப்பச் சலன வகையீடு இரண்டு முக்கியப் பிரிவுகளைக் கொண்டது. அவை முறையே வளிப்பகுதியின் கீழ்ப்படுகைகளில் (அதன் அடிப்பகுதிக்கும், காற்று இயங்கும் மேற் பரப்புக்கும் இடையே) ஏற்படும் வெப்ப மாற்றத்தின் பயனாக உண்டாகும், நிலைத்த அல்லது நிலையற்ற தன்மைகளைக் காட்டுகின்றன. அவை குளிர்ந்த வளிப்பகுதி, வெப்பமான வளிப்பகுதி என்று பிரிக்கப்பட்டுள்ளன.

குளிர்ந்த வளிப்பகுதி அதன் கீழுள்ள மேற் பரப்பைக் காட்டிலும் குளிர்ச்சியாகவும், அதே போல் வெப்பமான வளிப்பகுதி அதன் கீழுள்ள மேற் பரப்பைக் காட்டிலும் வெப்பமானதாயும் உள்ளதென்று சொல்லப்படுகிறது. குளிர்ந்த வளிப்பகுதி அதன் கீழுள்ள படுகைகளிலிருந்து வெப்பக் கடத்தலின் மூலம் வெம்மைப்

படுத்தப்படுகிறது. இம்மாதிரியே வெப்பமான வளிப்பகுதி அதன் கீழுள்ள படுகைகளின் மூலம் குளிர்ச்சியடைகிறது. H.C. வில்லெட் (Willet) என்பவர் வளிப்பகுதிகளைக் குறிப்பதற்கு, உயரத்தில் காணப்படும் நிலைத்த தன்மைக்கு இடங்கொடுப்பதன் பொருட்டு, மேற்சொன்னவற்றைத் தவிர வேறு இரு சொற்களைப் (Terms) பயன்படுத்துகிறார். கீழிருந்து வெம்மைப் படுத்தப் படும் வளிப்பகுதியை k என்றும், கீழிருந்து தண்மைப் படுத்தப் படும் வளிப்பகுதியை w என்றும், உயரத்தில் காணப்படும் நிலைத்த தன்மையை (Stable aloft) s என்றும், நிலையற்ற தன்மையை (Unstable aloft) u என்றும் குறிப்பிடுகிறார். நிலைத்தன்மை, எதிர்ச் சூருவளி நிலைமைகளின் கீழ்க்காணப்படும் விரிந்து படரும் காற்றின் இயக்கத்தின் பயனாக ஏற்படுகிறதென்றும், சூருவளி நிலைமைகளின் கீழ் ஏற்படும் ஒன்று குவியும் இயக்கத்தின் விளைவாக நிலைத்தன்மை குறைகிறதென்றும் தெரிய வருகிறது.

நிலவியல், வெப்பச் சலன வகையீட்டின்படி பதினைந்து வளிப்பகுதிகள் அறியப்படுகின்றன. கீழ்க் காணும் அட்டவணை (6-1) இப்பிரிவினையையும் வளிப்பகுதிகளைக் குறிக்கும் எழுத்துக் களையும், அவைகளின் உற்பத்தி இடங்களையும் காட்டுகிறது. (படம் 6. , 6.2).

வளிப்பகுதியின் பண்புகள்
(Properties of Air masses)

குளிர்ந்த வளிப்பகுதிகள் எப்போதும் துருவகண்டப் பிரதேசங்களிலோ, ஆர்க்டிக் கடல் பரப்புகளின்மீதோ (துருவப் பிரதேசங்கள்) உற்பத்தியாகின்றன. ஆனால் குளிர்காலத்தில் அவை உப அயன மண்டல அதிக அமுத்தப் பிரதேசங்களிலுள்ள கண்டப்பகுதிகளின் மேல் காணப்படுகின்றன. அவை, குறைந்த வெப்பநிலை, குறைந்த ஒப்பீரப்பதம் (Low specific humidity), நிலையான அடுக்கமைப்பு (Stable stratification) முதலிய பண்புகளைக் கொண்டுள்ளன. இவ் வளிப்பகுதிகள் வெப்பமாயுள்ள பிரதேசத்தை அடையும் பொழுது சில மாற்றங்களுக்கு உள்ளாகின்றன. இது கீழிருந்து வெப்பப் படுத்தப்படுவதினால் குளிர்ந்த வளிப்பகுதியில் லேப்ஸ் வீதம் அதிகமாக (steep lapse rate) ஏற்படுகிறது. உயரத்திற்கேற்ப வெப்பம் குறையும் வீதம் அதிகமாயிருப்பதால் சலனக் காற்றோட்டங்கள் உண்டாகின்றன. இக் காற்றோட்டங்கள் நீர்ப்பரப்பின் மீது செல்லும் போது, ஈரத்தை ஈர்க்கின்றன.

வெப்பமான வளிப்பகுதிகள் எதிர்ச்சூருவளி உப அயன மண்டலக் கடல் பரப்புகளில் காணப்படுகின்றன. கோடையில் அவை எதிர்ச்சூருவளி நிலைமையின் கீழ் தென் கண்டப் பகுதிகளில் உற்பத்தியாகின்றன. அவை வெப்பமாயும், நிலையான தன்மையதாயும், அதிக ஈரத்தைக் கொண்டுள்ளதாயும் உள்ளன. குளிர்ச்சியான நிலப்பரப்பின் மீது இயங்கும் போது, அது கீழிருந்து குளிர்ச்சியடைகிறது. இதன் பயனாகக் கீழ்ப்படுகை அதிகமான நிலைத்த தன்மையை அடைகிறது ; அது பனி நிலைக்கும் குறைவாகக் குளிர்ச்சியடைந்துவிட்டால் மூடுபனி ஏற்படுகிறது.

கண்டங்களின் மீதோ கடல்களின் மீதோ இயங்கும் போது, வெப்பமான, குளிர்ந்த வளிப்பகுதிகளில் உண்டாகும் பண்புகளைப் பற்றி 'ஒவ்வொரு கண்டத்திலும் நிலவும் வளிப்பகுதிகளின் தன்மை' என்னும் தலைப்பின் கீழ்ப் பின்வரும் பகுதிகளில் படிப்போம்.

வளிப்பகுதிகளின் பலவிதமான வகையீடு

Differential Classification of Air Masses

குறியீடு (Designation)	விளக்கம் (Description)	உற்பத்தி இடம் (Source)	குறிப்புக்கள் (Remarks)
எம். ஏ. கே. mAk.	இது தங்கியிருக்கும் பூமியின் மேற்பரப்பை விடக் குளிர்ச்சியாயுள்ள ஆர்க்டிக் கடல் வளிப்பகுதி. வட துருவக் கடல் வளிப்பகுதி. (Maritime Arctic)	பனியும் பனிக்கட்டியும் நிறைந்த ஆர்க்டிக் பிரதேசம்.	நடுவேனிற் காலத்தில் வளவாகக் காணப்படுவதில்லை.
சி. ஏ. கே. cAk.	இது தங்கியிருக்கும் மேற்பரப்பை விடக் குளிர்ச்சியான கண்ட ஆர்க்டிக் வளிப்பகுதி. (Continental Arctic)	துருவ கண்ட பிரதேசங்களிலும் அண்டார்க்டிக் பிரதேசங்களிலும் உற்பத்தியாகிறது.	இவ்வளிப் பகுதி கடல் தேசங்களிலிருந்து கண்ட பகுதிகளுக்குக் கடந்து செல்லும்போது காணப்படுகிறது.
சி. ஏ. டபிள்யூ. cAW.	இது தங்கியிருக்கும் பூமியின் மேற்பரப்பை விட வெப்பமையாயுள்ள கண்டத்திற்குரிய ஆர்க்டிக் வளிப்பகுதி.	அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளில் மத்திய பாகத்தில் உற்பத்தியாகிறது.	முக்கியமாகக் குளிர் காலத்தில் காணப்படுகிறது.

குறியீடு (Designation)	விளக்கம் (Desciption)	உற்பத்தி இடம் (Source)	குறிப்புக்கள் (Remarks)
சி. பி. டபிள்யூ. cPw.	இது தங்கியிருக்கும் மேற்பரப்பைவிட வெம்மையா யுள்ள துருவகண்ட வளிப் பகுதி.	வட துருவ வட்டத்தைச் சுற்றியுள்ள கண்டப் பகுதிகள், அன்டார்டிகாக் கண்டம் ஆகியவற்றின் அருகில் உற்பத்தியாகிறது.	இவ்வளிப்பகுதி மிகவும் குளிர்ச்சியாயும் வறட்சியாயும் நிலைத்த தன்மையாயும் சி. பி. டபிள்யூ. எஸ். c. P. w. s. உள்ளது. மேகங்கள் பெரும்பான்மையாகக் காணப்படுவதில்லை. குளிர் காலத்தில் காணப் படுகிறது.
சி. பி. கே. cPk.	இது தங்கியிருக்கும் மேற்பரப்பைவிட அதிகமாகக் குளிர்ந்துள்ள துருவ கண்ட வளிப்பகுதி.	ஆர்க்டிக்வட்டத்தைச் சுற்றியுள்ள கண்டங்கள், அன்டார்டிகாக் கண்டம் ஆகிய இவற்றின் அருகில் உற்பத்தியாகிறது.	இது வெம்மையான துருவ கண்ட வளிப் பகுதி மேலும் வெப்பமடைவதன் பயனாக ஏற்படுகிறது. கோடையில் வெப்பச் சலன இயக்கங்களும், மேக மூட்டமும், மழைப்பொழிவும் உண்டாகின்றன.
எம். பி. கே. mPk.	மேற்பரப்பைவிட அதிகமாகக் குளிர்ந்துள்ள துருவக் கடல் வளிப்பகுதி.	சுமார் 50° வட அட்ச ரேகைக்கு வடக்கிலோ அல்லது தெற்கிலோ காணப்படும் கடல்களில் உற்பத்தியாகிறது.	பெரும்பாலும் வசந்த காலத்திலும் கோடைக் காலத்திலுமே காணப்படுகிறது. அதிக வெம்மையாயுள்ள வட அட்லாண்டிக் கடற்பகுதிகளில் மாறுபாட்டை அடைகிறது.

குறியீடு Designation	விளக்கம் Description	உற்பத்தி இடம் Source	குறிப்புக்கள் Remarks
எம். பி. டபிள்யூ. mPw.	மேற்பரப்பைக் காட்டிலும் வெப்பமையாயுள்ள துருவக் கடல் வளிப்பகுதி.	சுமார் 50° வட அட்சரேகைக்கு வடக்கிலோ அல்லது தெற்கிலோ காணப்படும் கடல்களில் உற்பத்தியாகிறது.	ஆண்டுமுழுவதும் குளிர்ந்த வட அட்லாண்டிக் கடற்பகுதிகளில் காணப்படுகிறது.
எ. டி. கே. mTk.	இது தங்கியிருக்கும் மேற்பரப்பைக் காட்டிலும் குளிர்ச்சியாயுள்ள அயன மண்டலக் கடல் வளிப்பகுதி.	வியாபாரக் காற்று நிலவும் மண்டலம், உப அயன மண்டலத்திலுள்ள பெரிய கடற்பரப்பு ஆகியவற்றில் உற்பத்தியாகிறது.	ஆண்டு முழுவதும் காணப்படுகிறது.
எம். டி. டபிள்யூ. mTw.	மேற்பரப்பைவிட வெம்மையாயுள்ள அயன மண்டலக் கடல் வளிப்பகுதி.	வியாபாரக் காற்றுக்கள் நிலவும் மண்டலம் உப அயன மண்டலத்திலுள்ள பெரிய கடற்பரப்பு ஆகியவற்றில் உற்பத்தியாகிறது.	ஆண்டு முழுவதும் காணப்படுகிறது.
சி. டி. டபிள்யூ. cTw.	இது தங்கியிருக்கும் மேற்பரப்பைவிட வெப்பமையான அயனக்கண்ட வளிப்பகுதி.	கீழ் அட்சரேகைகளிலுள்ள பாலை வனங்கள், முக்கியமாக சகாராப் பாலைவனமும், ஆஸ்திரேலியாப் பாலைவனமும் ஆகும்.	

குறியீடு Designation	விளக்கம் Description	உற்பத்தி இடம் Source	குறிப்புக்கள் Remarks
சி. டி. கே. cTk.	இது தங்கியிருக்கும் மேற்பரப்பைவிடக் குளிர்ந்துள்ள அயனகண்ட வளிப்பகுதி.	தென்மேற்கு அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளிலும் மெக்சிகோவின் வட பாகத்திலும் வெப்மை மிகுந்த பீடவனங்களிலும் உற்பத்தியாகிறது.	ஆண்டில் வெம்மையாயுள்ள காலத்தில் காணப்படுகிறது.
எம். ஈ. கே. mEk.	மேற்பரப்பைவிடக் குளிர்ச்சியாயுள்ள பூமத்தியரேகைக் கடல் வளிப்பகுதி.	பூமத்தியரேகைப் பிரதேசங்களில் உற்பத்தியாகிறது.	எல்லாப் பருவ காலங்களிலும் காணப்படுகிறன.
எம். ஈ. டபிள்யூ. mEw.	மேற்பரப்பைவிட அதிக வெம்மையாயுள்ள, பூமத்தியரேகைக் கடல் வளிப்பகுதி.	பூமத்தியரேகைப் பிரதேசங்களில் உற்பத்தியாகிறது.	எல்லாப் பருவ காலங்களிலும் காணப்படுகிறது.
எம். M.	பருவக்காற்று வளிப்பகுதி.	குளிர் காலத்தில் இந்தியாவிலும் கோடையில் வங்காள விரிகுடாவிலும் உற்பத்தியாகிறது.	குளிர் காலத்தில் வறட்சியாயும் கோடையில் ஈரம் மிகுந்தும் காணப்படுகிறது.
எஸ். S.	உயரத்தில் காணப்படும் வளிப்பகுதி (சுப்பீரியர்).	—	அதிக உயரங்களில் நிலவும் வளிப்பகுதி.

வடகோளார்த்தத்தில் காணப்படும் வளிப்பகுதிகள்
(Air masses of Northern Hemisphere)

வட அமெரிக்காவின் வளிப்பகுதிகள்
(Air masses of North America)

துருவ கண்ட வளிப்பகுதிகள்
(Polar Continental Air Masses)

வட அமெரிக்காக் கண்டத்தின் வட பகுதிகளில், அதாவது கானடா, அலாஸ்கா, உறைந்துள்ள வட துருவக் கடல் ஆகிய பிரதேசங்களில் உற்பத்தியாகிறது. இவ்வுற்பத்தி இடங்கள் பனியாலும், பனிக்கட்டியாலும் மூடப்பட்டிருப்பதால், வளிப்பகுதியின் கீழ்ப்படுகை குளிர்ச்சியடைகிறது. இதன் பயனாக, வளிப்பகுதியில் வெப்பநிலைக்கிரம மாறுகை உண்டாகிறது. இது நிலைத்த தன்மையை ஏற்படுத்துவதால் வெப்பச் சலனம் ஏற்படுவதில்லை. இவ்வளிப்பகுதி (c P w) கானடாவிலிருந்து ஐக்கிய அமெரிக்க நாட்டின் பெரிய ஏரிகளுக்கும், இராக்கி மலைகளுக்குமிடையே வந்தடைகிறது. துருவ கண்ட வளிப் பகுதிகள் வட அமெரிக்காக் கண்டத்தைக் கடந்து மெக்ஸிகோ வளைகுடா (gulf of Maxico) வரையிலுள்ள பிரதேசத்தில் இயங்குவதற்குத் தடை ஏதுமில்லாமலிருப்பதால், வட அமெரிக்காவின் கிழக்கிலும், மத்தியிலும் உள்ள உப அயன மண்டலங்களில் அசாதாரணமான குளிர்ந்த வாநிலை காணப்படுகிறது. இவ் வளிப்பகுதி, பொதுவாக, துல்லியமானதும், மேகமூட்டமில்லாததும், குளிர்ந்ததுமான வாநிலையை ஏற்படுத்துகின்றது. காற்று தெற்கு நோக்கி இயங்கும்போது cPk ஆக மாறுகிறது (அட்டவணை 6-1). அதாவது கீழ்ப்படுகைகள் வெப்பமடைந்து, வெப்பச் சலனக் காற்றோட்டங்கள் (convective currents) உண்டாகின்றன. இதனால் மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது. வட அமெரிக்காவின் நடுப் பகுதியில் அயன மண்டல வளிப் பகுதிகளும் துருவ வளிப் பகுதிகளும் சந்திக்கின்றன. இதுவே குளிர் காலத்தில் சூறாவளிகளின் உற்பத்திக்கு ஏதுவாகிறது.

வட அமெரிக்காவின்மீது இயங்கும் துருவ கண்ட வளிப்பகுதி மூன்று மாற்றங்களுக்குள்ளாகின்றது. முதலாவதாக இவ்வளிப் பகுதி மெக்ஸிகோ குடாவைக் கடந்து செல்லும்போது, மேற் பரப்பில் அதிக அளவில் வெப்பமும், ஈரமும் சேர்க்கப்படுவதால், c Pk s வளிப்பகுதி mPks ஆகவும், mTks ஆகவும் மாற்றப்படு

கிறது. இவ்விரு வளிப்பகுதிகளிலும் தாழ்ந்த மேகப் பரப்பும், தூறல்களும் காணப்படுகின்றன.

அடுத்ததாக, அமெரிக்காவில் ஏரிப்பிரதேசத்திலிருந்து கிழக்கு நோக்கிச் செல்லும் வளிப்பகுதியை நோக்குவோம். அதன் மேற்பரப்பின் வெப்ப நிலை சாதாரணமாக இருக்கவேண்டிய வெப்ப நிலையைக் காட்டிலும் அதிகமாயுள்ளது. மேலும், இதில் மேகங்களும், பனிமழைப் பொழிவும் அதிகமாகக் காணப்படுகின்றன. ஆகவே இவ்வளிப்பகுதி நிலையான தன்மையதாயில்லாமல், சூருவளிச் சுழற்சியைக் கொண்ட ஒரு நிலையற்ற வளிப்பகுதியாக மாறுகிறது. குளிர் காலத்தில் பெரிய ஏரிகளைக் கடந்து செல்லும் போது, வளிப்பகுதியானது அதிக வெப்பத்தையும் ஈரத்தையும் ஈர்க்கிறது. இதன் பயனாக ஏரிக்கரைப் பிரதேசத்தில் காற்றடிக்கும் திசையில் அதிக பனிப் பொழிவு ஏற்படுகிறது. கரடுமுரடான அப்பலேசியன் மலைத்தொடர் (rough terrain of the appalachian) வளிப் பகுதியின் கிழக்கு நோக்கிய இயக்கத்தைத் தடைசெய்வதால் அதன் கீழ்ப்படுகைகள் வெப்பமடைகின்றன. இதனால் வெப்பக் கிரமமாறுகை ஏற்படுவது நின்றுவிடுகிறது.

இராக்கி மலைத்தொடருக்கு மேற்கே காணப்படும் c P வளிப்பகுதி (c P air west of the Rockies)

துருவ கண்ட வளிப்பகுதி (c P) இராக்கி மலைகளின் மேற்குப் பகுதியை நோக்கி வரும் பொழுது வெப்ப நிலை சில வேளைகளில் பாதிக்கப்படுகிறது. வாஷிங்டனிலும், ஓரிகனிலும், (Washington, Oregon) துருவ கண்ட வளிப்பகுதியினது வெப்ப நிலைமை உறை நிலைக்கும் கீழே குறைகிறது. கோடையில் உற்பத்தி இடம் ஒன்றாகவே இருந்தபோதிலும், அதன் பண்பு வேறுபடுகிறது. ஏனெனில் கோடையில், கண்டங்கள் அதிக அளவில் வெப்பமடைகின்றன. இதன் விளைவாக, இப் பிரதேசத்தை வந்தடையும் வளிப்பகுதியின் கீழ்ப்படுகைகள் வெப்ப மடைகின்றன. இந்நிலை, குளிர் காலத்தில் காணப்படும் நிலைமைகளுக்கு எதிராக உள்ளது. கோடையில் கண்டங்களைச் சுற்றியுள்ள கடல்களை விட, நிலப்பரப்பே அதிக வெப்பமாயுள்ளது. இன்னும் தெற்கு நோக்கி அதிக தூரத்தில், இவ்வளிப்பகுதி மேற்பரப்பைவிடக் குளிர்ச்சியாக இருப்பது தெரிகிறது. இங்கு அது c P k காற்றாக மாறுகிறது. மேலும், இது நிலையற்ற தன்மையதாயும் ஆகலாம். ஆனால், திரவமாகும் மட்டம் (Condensation level) அதிக உயரத்திலிருப்பதால், காற்று சாதாரணமாக மேக மூட்டமில்லாமல் இருக்கிறது.

குளிர்காலத்தில் காணப்படும் துருவக் கடல் வளிப் பகுதிகள் (Polar Maritime Air masses in winter)

இவ் வளிப்பகுதி ''பசிபிக் கடல் வளிப் பகுதி'' ''அட்லாண்டிக் கடல் வளிப்பகுதி'' என இருவகையாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளது.

துருவ பசிபிக் வளிப்பகுதிகள் வட அமெரிக்காவின் வானிலையைப் பெருமளவில் பாதிக்கின்றன. மேலும், குளிர்காலத்தில், சிறந்த (typical) சூறவளிச் சுழற்சிக்குக் காரணமாயுள்ள அலூசியன் குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசமானது (Region of Aleutian low), துருவ பசிபிக் வளிப்பகுதிகளின் உற்பத்தி இடமாக அமைகிறது. இப்பிரதேசத்தைச் சுற்றி எல்லாப் பக்கங்களிலும். துருவ கண்ட (cP) வளிப்பகுதிகளின் உற்பத்தி இடங்கள் காணப்படுகின்றன. ஆகவே, இவை அலூசியன் குறைந்த அழுத்தத்தின் மீது கூடுகின்றன. வெப்பமான நீரினால் கீழ்ப் படுகையில் வெப்பத்தையும், ஈரப்பதனையும் அடைந்த துருவ கண்ட வளிப்பகுதி (cPws) குளிர்ச்சி, வறட்சி, நிலைத் தன்மை ஆகியவற்றிலிருந்து மிகவும் உறுதியற்ற தன்மையை அடைகிறது. இதன் கீழ்ப் படுகைகள் மட்டும் மித வெப்பத்தையும், ஈரத்தையும் உடையதாய் உள்ளது. இத்தன்மைகளைக்கொண்ட வளிப்பகுதி mPku ஆகும். இதில் தாழ்ந்த முகில்களும், அடிக்கடி மழைப்பொழிவும் ஏற்படுகின்றன. இவ்வளிப் பகுதி நிலத்தை நோக்கி இயங்கும் பொழுது அங்குள்ள நிலப்பகுதி குளிர்ச்சியாயிருப்பதால், அது mPw ஆகிறது. மேற்பரப்பில் குளிர்ச்சி அடைந்த காற்று உறுதி நிலையிலுள்ளது. இதில் கொந்தளிப்பும், மேகமூட்டமும் சிறிதளவே காணப்படுகின்றன. இக் காற்று மலைகளைக் கடக்கும்போது மேலே எழுப்பப்பட்டு (Orographic uplift), பெருத்த பனிப்பொழிவையோ பனியையோ உண்டாக்குகிறது.

அட்லாண்டிக் வளிப்பகுதி வடமேற்கு அட்லாண்டிக் பிரதேசத்தில் உற்பத்தியாகிறது. இக் காற்று வட அமெரிக்காவின் கிழக்குப் பகுதிகளில் இயங்கும் போது மிகக் குளிர்ந்த வட காற்றை (raw north winds) ஏற்படுத்துகின்றது. நடு அட்சரேகைகளில் மேற்கிலிருந்து கிழக்காக இயங்கும் இவ்வளிப் பகுதி முக்கியமானதன்று.

பசிபிக், அட்லாண்டிக் பிரதேசத் துருவக் கடல் வளிப்பகுதிகள் கோடையிலும், குளிர்காலத்திலும் ஒரே இடத்தில் தான் உண்டாகின்றன. கோடையில் அலூசியன் குறைந்த அழுத்தத்தை விட, பசிபிக் அதிக அழுத்தமே முதன்மையாக உள்ளது. ஆகவே,

மேல் காற்று கீழிறங்குதல் நன்கு காணப்படுகிறது. இவ்வளிப் பகுதிகள் (mPws) குளிர்ச்சியாயும், அதிக நிலைத்தன்மையதாயும் இருப்பதால், இதில் மேகங்களோ மழைப்பொழிவோ ஏற்படுவதில்லை.

அயனக்கடல் வளிப்பகுதி

(Maritime Tropical Air mT)

இவ்வளிப்பகுதியானது அட்லாண்டிக் கடல் வளிப்பகுதி, பசிபிக் கடல் வளிப்பகுதி என இருவகையாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளது. அட்லாண்டிக் வட அமெரிக்காவின் வானிலையையும், தட்பவெப்ப நிலையையும் பாதிக்கிறது. உற்பத்தி இடத்தை ஒட்டி அது வெப்பமோ ஈரமோ மிகுந்ததாயிருக்கிறது. அயனக்கடலுக்குரிய இவ்வளிப்பகுதி கரடுமுரடான மலைகள் அல்லது உயரமான நிலங்களின் மீது ஏறும்பொழுது கன மழைப் பொழிவை (Copious rainfall) உண்டாக்குகிறது. கடல்களின்மீது காற்று இயங்கும்போது ஈரத்தை ஈர்த்து அதிக உறுதித்தன்மையைப் பெறுகிறது. இதன் பயனாக மழைத்தூறல் அல்லது மூடுபனி ஏற்படுகிறது. இவ்வாறு நில அமைப்பினால் உண்டான மழைப்பொழிவு (Orographic rainfall) அப்பலேசியன் மலைப்பிரதேசத்தில் காணப்படுகிறது. இப்பிரதேசம் சில சமயங்களில் வெள்ளங்களினாலும் பாதிக்கப்படுகிறது. காற்று இயங்குவதற்குத் தடையேதுமில்லாமலிருந்தால், மூடுபனி ஏற்படுகிறது. இந்நிலை வானவூர்திகள் பறப்பதற்கு இடையூராக உள்ளது.

பசிபிக் கடல் அயன வளிப்பகுதி : இவ்வளிப்பகுதி, பசிபிக் கடலின் கிழக்குப் பகுதியில், உப அயனமண்டலப் பிரதேசத்தில் உற்பத்தியாகிறது. இது அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் தென்கோடிப்பகுதி, மேற்குப் பகுதி வட மேற்கு மெக்ஸிகோ, ஆகிய இடங்களின் தட்பவெப்ப நிலையைப்பாதிக்கிறது. பசிபிக் கடல் வளிப்பகுதி, அதிக நிலைத்த தன்மையதாய் இருப்பதனால் அட்லாண்டிக் கடல் வளிப்பகுதியிலிருந்து வேறுபடுகிறது. மேற்சொன்ன உறுதித் தன்மைக்குக் காரணம், உப அயன மண்டல அதிக அழுத்தத்தின் கிழக்கு மூலையைச் சுற்றியுள்ள காற்றுச் சுழற்சியின் விளைவு அதிகம் காணப்படுவதேயாகும். கடலுக்குரிய இவ்வளிப்பகுதி கலிபோர்னியா கடற்கரையோரமாக இயங்கும் போது இதில் ஈரப்பதம் அதிகரிப்பதால், mTw ஆக மாறுகிறது. பசிபிக் வளிப்பகுதியை இராக்கி மலைகளுக்குக் கிழக்கே காண்பதரிது. இக்காற்று இராக்கி மலைச்சரிவுகளிலேறும்போது, மிதமான மழைப்பொழிவை ஏற்படுத்துகிறது.

கோடையில் காணப்படும் அயனக் கடல் வளிப்பகுதி (mT air in Summer)

அட்லாண்டிக் கடல் அயனக்கடல் வளிப்பகுதி கோடையில் அதிக தீவிரமாயுள்ளது. ஏனெனில், அச்சமயத்தில் பெர்முடாப் (Bermuda) பிரதேசத்தில் காணப்படும் அதிக அழுத்தம் பலப்படுத்தப்படுவதுடன் கண்டப்பகுதிகளின் மேல், வெப்பத்தினல் குறைந்த அழுத்தம் உண்டாகிறது. இதன் விளைவாகவும் கோடையில் ஏரிப் பிரதேசத்தின் வடக்குப் பகுதியை நோக்கியுள்ள துருவ வளி முகத்தின் இயக்கத்தினுலும், இவ் வளிப்பகுதியின் விளைவு கானடாவரையிலும் காணப்படுகிறது. கடலில் தோன்றும் இவ் வளிப்பகுதி கண்டத்தின் மீது இயங்கும்போது இதனுடைய கீழ்ப் படுகைகள் வெப்பமடைவதால் மேற்பரப்பின் வெப்பநிலை அதிகரிக்கிறது. இதனல் மேற்பரப்பு நிலையற்ற தன்மையை அடைகிறது. இதன் விளைவாக அத்தலத்தில் இடி மழை (Local Thunderstorm) உண்டாகிறது. இந்நிலை சாதாரணமாக மெக்ஸிகோ வளைகுடாப் பிரதேசத்தில் காணப்படுகிறது.

மேற்சொன்ன வளிப்பகுதி, கண்டங்களின் மேல் இயங்கும் போது, வெப்பமடைந்து, வெப்பச் சலன மேற்படுவதால், மேகங்கள் உண்டாகின்றன. இராக்கி மலைகளுக்குக் கிழக்கேயுள்ள அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளில் ஏற்படும் அநேக இடிமழைக்குக் காரணம் மேற்சொன்ன வளிப்பகுதியே ஆகும்.

அயனக் கடலின் மற்ருெரு வளிப்பகுதி, அதாவது பசிபிக் வளிப்பகுதி, தளர்ந்த அலூஸியன் குறைந்த அழுத்தத்திற்கும் தீவிரமான பஸிபிக் அதிக அழுத்தத்திற்கும் இடையேயுள்ள (35° முதல் 40° வரை) பிரதேசத்தில் நன்கு காணப்படுகிறது. அமெரிக்காவின் மேற்குக் கடற்கரைக்கான கோடைக்கால வானிலையைத் தீர்மானிப்பது மேற்சொன்ன வளிப்பகுதியே ஆகும்.

அயன கண்ட வளிப்பகுதி (c T air masses) : இவ்வளிப்பகுதி குளிர்காலத்தைவிடக் கோடை காலத்தில்தான் நன்கு பரவியுள்ளது. அமெரிக்காக் கண்டத்தில் அயன கண்ட வளிப்பகுதி மிகச்சிறிய பரப்பில் காணப்படுவதுடன், இதற்கான உற்பத்தி இடமும் எல்லைக்குட்பட்டது. அயன கண்டவளிப்பகுதிக்கான உற்பத்தி இடம் மெக்ஸிகோவின் கிழக்கு, வடக்குப் பகுதிகளிலும், டெக்ஸாஸ் பிரதேசத்தின் மேற்குப்பகுதியிலும் உள்ளது. அதிக வெப்பநிலை, மிகக் குறைந்த ஈரப்பதம், மழைப்பொழிவின்மை, ஆகியவை இவ்வளிப் பகுதிகளின் பண்புகளாகும், கண்டத்தின்

உட்பகுதியில், அதாவது நெப்ராஸ்காவின் வடக்கிலும், மிஸ்ஸிஸிபி பிரதேசத்திற்குக் கிழக்கிலும் இவ்வளிப்பகுதியைக் காண்பதரிது.

ஆசியாவின் வளிப்பகுதிகள்
(Air Masses of Asia)

துருவ கண்ட வளிப்பகுதி
(Polar continental) (c P)

இவ்வளிப்பகுதி வட அமெரிக்காவின் துருவ கண்ட வளிப்பகுதியை ஒத்திருக்கிறது. ஆசியாவில் துருவ கண்ட வளிப்பகுதி மங்கோலியாவிலும், சைபீரியாவிலும் உற்பத்தியாகிறது. குளிர்காலத்தில் காற்றுனது தெற்கு நோக்கி இயங்கி, முற்றிலும் மாறுபட்ட பாதைகளின் மூலம், அதாவது ஒரு பகுதி, நீரின் வழியாகவும், மற்றொரு பகுதி நிலத்தின் வழியாகவும், சைனுவின் சமவெளிகளை அடைகிறது. நிலப் பரப்பின் மேல் உள்ள வளிப்பகுதியின் வெப்பநிலை உற்பத்தி இடத்தைக் காட்டிலும் அதிகமாயுள்ளது. ஆகவே இவ்வளிப்பகுதி தூய, குளிர்ந்த, மேக மூட்டமில்லாத வானிலையை ஏற்படுத்துகிறது. இவ்வளிப்பகுதியே சீனுவிற்குக் காற்றிடு குறுமண்ணை (Loess Dust) அடித்துச் செல்கிறது.

ஜப்பான் கடலைத் தாண்டிச் செல்லும்போது, மேற்சொன்ன வளிப்பகுதிகளில், வளிமுகங்கள் தொடர்பு கொள்ளாதவரை, நிர்மலமான வானிலை நிலவுகிறது. வளி முகங்களைச் சந்திக்கும் போது, வளிப்பகுதிகள் மேலே எழுப்பப்படுவதன் பயனுக மழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறது. குளிர் காலத்தில் இவ்வளிப்பகுதிக்கும் கடல் வளிப்பகுதிகளுக்கும் தொடர்பு ஏற்படுவதால், இப்பிரதேசங்கள் சூருவளி உற்பத்தி இடங்களாக அமைகின்றன. ஜப்பான் நாடு இச்சூருவளிகளின் பாதையில் அமைந்துள்ளது.

கோடைக்காலத்தில் காணப்படும் துருவ கண்ட வளிப்பகுதி, குளிர் காலத்திலிருப்பதைப் போலல்லாமல், அதனின்றும் வேறுபட்டுள்ளது. ஏனெனில், கோடைக்காலத்தில் அயன வளிப்பகுதி சீனுப் பிரதேசத்தில் காணப்படுவதால், துருவ கண்டவளிப்பகுதி அப்பிரதேசத்தில் வியாபிப்பதில்லை. இவ்விரண்டு வளிப்பகுதிகளும் சந்திக்கும் இடத்தில் சூறவளி நிலைமைகள் உண்டாகின்றன.

துருவக் கடல் வளிப்பகுதிகள் :
(Maritime Polar Air Masses mP)

குளிர் காலத்தில் இவ்வளிப்பகுதி நன்கு காணப்படுவதே இல்லை. துருவகண்ட வளிப்பகுதி பெரும்பாலான இடங்களில் குளிர்கால வானிலையைப் பாதிப்பதாலும், வளிமண்டலச் சுழற்சியின் மேற்கிலிருந்து கிழக்கு நோக்கியுள்ள இயக்கத்தினாலும், வானிலையைத் தீர்மானிப்பதில் இது மிகச் சிறிய பங்கே கொண்டுள்ளது.

ஆனால், கோடைக் காலத்தில் துருவக் கடல் வளிப்பகுதி முக்கியமாக உள்ளது. சுமார் 40° வட அட்சரேகைப் பிரதேசத்தில் காணப்படும் பருவக்காற்றுகளுக்கு மேற் சொன்ன வளிப் பகுதியே காரணமாயுள்ளது. கோடையில் இவ்வளிப்பகுதியின் மேல் அயனவளிப்பகுதி படருவதால், மப்பும் தூறலுமான வானிலையைக் கொண்ட அரை நிலையாக உள்ள வளி முகம் (Semi Stationary Front) உண்டாகிறதென்று சில ஜப்பானிய வானிலை வல்லுநர்கள் குறிப்பிட்டுள்ளார்கள்,

அயனக் கடல் வளிப்பகுதி
(Maritime tropical Air)

இவ்வளிப்பகுதி குளிர்காலத்தில் சைபீரியாவின் அதிக அழுத்தத்தால் (Siberian high) ஆசியாவை விட்டுப் பெயர்க்கப்படுகின்றது. ஆனால், அது மற்ற வளிப்பகுதிகளைக் காட்டிலும் வெப்பமாயும் அதிக ஈரத்தை யுடையதாயுமிருப்பதால், ஒன்றையொன்று சந்திக்கும் போது, சூருவளிகள் ஏற்படுகின்றன. கோடையில், எல்லா வளிப்பகுதிகளையும் விட இதுவே முக்கியமானதாயுள்ளது. ஏனெனில், அயனக் கடலில் தோன்றும் இவ்வளிப்பகுதி மலைச் சரிவுகளின் மீது ஏறும் பொழுது, அதிக அளவில் மழைப்பொழிவு உண்டாகிறது. இதுவே ஆசியாவின் கிழக்குப் பகுதியிலும், தெற்கிலும் நன்கு அறியப்படும் கோடைப் பருவக்காற்றுகும். இவ்வயனக் கடல் வளிப்பகுதி துருவ கண்ட வளிப்பகுதியைத் துருவ வளிமுகத்தில் சந்திக்கும் பொழுது, அதிக அளவில் சூருவளிகள் ஏற்படுகின்றன.

இந்தியாவில் காணப்படும் வளிப்பகுதிகள்
(Air Masses over India)

குளிர்காலத்தில் துருவ கண்ட வளிப்பகுதி இந்தியாவைப் பாதிக்கிறது. இது துருவப் பிரதேசத்திலோ, அல்லது உப துருவப் பிரதேசத்திலோ உற்பத்தியாகிறது. இது இமய மலையைக்

கடந்து, பெரிய கண்டப்பகுதிகளின் வழியாகச் செல்லும்போது, புதிய தன்மைகளை அடைகிறது. இக்காரணத்தினால் இவ்வளிப் பகுதியைத் துருவ கண்ட வளிப்பகுதி (Transitional Polar continental) அல்லது அயன கண்ட வளிப்பகுதியாக மாறும் போக்கிலுள்ள துருவ கண்ட வளிப்பகுதி என்று சொல்லலாம். குளிர் காலத்தில் இந்தியாவில் காணப்படும் மற்றொரு வளிப்பகுதி, மத்திய தென்மேற்கு ஆசியாவில் நிலவும் விரிவான எதிர்ச் சூறு வளிகளில் உற்பத்தியாகும் அயன கண்ட வளிப்பகுதியாகும். இக்காற்று வறட்சியான குளிர்காலப் பருவக் காற்றாக இந்தியாவை நோக்கி வீசுகிறது. அயனக் கடலுக்குரிய பகுதியும் இந்தியாவைப் பாதிக்கிறது. இக்காற்று தென்கோளார்த்தத்தில் காணப்படும் உப அயன மண்டல அழுத்தப் பிரதேசங்களில் உற்பத்தியாகிறது. தென் மேற்குப் பருவக்காற்று வீசும் பொழுது, அயனக் கடல் வளிப்பகுதி இந்தியாவின் மேல் நிலவுகிறது.

அயன கண்ட வளிப்பகுதியாக மாற்றப்படும் துருவ கண்ட வளிப்பகுதியானது நீரை ஈர்த்து, தென் இந்தியாவில் அயன கண்டக் காற்றாக வீசுகிறது. இது இந்தியாவிற்கு வெளியே வீசும்பொழுது வங்காள விரிகுடாவிலிருந்து ஈரத்தை ஈர்ப்பதால், அயனக் கடல் வளிப்பகுதியாக மாற்றப்படுகிறது. இது சில சமயங்களில் இந்தியாவின் உட்புறத்தை நோக்கியும் ஈர்க்கப்படுகிறது.

கோடையில், தென்மேற்குப் பருவக்காற்று வீசும் பொழுது' இந்தியாவில் பூமத்தியக் கடல் வளிப்பகுதி காணப்படுகிறது. ஆனால், அது வட இந்தியாவை அடைந்து குறைந்த அழுத்தத்தையுடைய சிந்துப் பிரதேசத்தை நோக்கி வீசுவதால், இங்கு அயன கண்ட பகுதிக்கான தன்மையை அடைகிறது. இந்தியாவைப் பாதிக்கும் சூறாவளிகளுக்கு மேற்சொன்ன வளிப்பகுதியே காரணமாயுள்ளது என்று கருதப்படுகின்றது.

ஐரோப்பாவில் காணப்படும் வளிப்பகுதிகள்

(Air Masses of Europe)

துருவ கண்ட வளிப்பகுதி: இது ஐரோப்பாவின் பனிக் கட்டி மூடிய வடகோடிப் பகுதிகளில், குளிர் காலத்தில் உற்பத்தியாகிறது. இவ்வளிப்பகுதி மத்திய கிழக்கு ஐரோப்பாவின் தட்பவெப்ப நிலையைப் பாதிக்கிறது. ஏனெனில், இங்கு வளிமண்டலத்தின் சுழற்சி பொதுவாக மேற்கிலிருந்து கிழக்கு நோக்கி உள்ளது.

இத்துருவகண்ட வளிப்பகுதி பெரும்பாலும் ஃபென்னோ ஸ்காண்டிநேவியாவிலும் (Fenno Scandinavia) மேற்கு ரஷியா விலும் உற்பத்தியாகின்றது. இது வட அமெரிக்காவின் துருவ கண்ட வளிப்பகுதியை ஒத்திருக்கிறது. ஐரோப்பாவில் பெரும் பகுதிகளில் இக்காற்று பரவியுள்ளது. குளிர் காலத்தில் துருவக் கடலில் உண்டான வளிப்பகுதி கோடையில் துருவ கண்ட வளிப் பகுதியாக மாறுகிறது. இதன் ஈரப்பதம் கோடையில் வட அமெரிக்காவில் காணப்படும் துருவ கண்ட வளிப்பகுதியிலிருப் பதை விடச் சிறிது அதிகம்.

துருவக்கடல் வளிப்பகுதிகள் (Polar Maritime Air Masses) : மேற்கு ஐரோப்பாவின் வானிலையைப் பாதிப்பதில் துருவக் கடல் வளிப்பகுதிகள் மிகவும் முக்கியமாயுள்ளன. இவை வட அமெரிக் காவில் உற்பத்தியாகி, அட்லாண்டிக் பிரதேசம் வழியாகச் செல்வதால், அதிக அளவு மாறுபாட்டிற்கு உள்ளாகின்றன. ஸ்காண்டிநேவியாவைத் தவிர மற்ற இடங்களில் வளிப்பகுதி இயங்குவதற்குத் தடையேதுமில்லாமலிருப்பதால் அதிக பரப்புக் களில் கடலில் காணும் தட்ப வெப்ப நிலையை உணர முடிகிறது. இக்காற்று நிலகுலைந்த மேற்பரப்புக்களின் மேல் இயங்கும்போது, சூருவளிகள் உண்டாகின்றன. இதன் பயனாகப் பல இடங்களில் மழைப்பொழிவு ஏற்படுகின்றது. ஐரோப்பாவின் கண்டப் பகுதி களில் உற்பத்தியாகும் துருவக்கடல் வளிப்பகுதி அந்தக் கண்டத்தைக் குறுகிய பாதையில் கடக்கும்போது, பூமியின் மேற் பரப்பில் காணப்படும் மிகக் குளிர்ந்த கடல் வளிபபகுதியாக மாறுகிறது. அக்கண்டப் பகுதியைக் கடக்கும் பாதை நீண்டதாக இருக்கும்பொழுது அது சாதாரணத் துருவக் கடல் வளிப் பகுதியாக மாறுகிறது. கோடையில் துருவக் கடல் வளிப்பகுதி காணப்படுவதில்லை. ஏனெனில், இதுவேதான் அச்சமயத்தில் துருவ கண்ட வளிப் பகுதியாக மாறுகிறது.

அயனக்கடல் வளிப்பகுதி
(Tropical Maritime Air Masses)

இவ்வளிப்பகுதி குளிர் காலத்தில் வட அமெரிக்காவின் அயனக் கடல் வளிப்பகுதியை ஒத்திருக்கிறது. இது உப அயன மண்டல எதிர்ச் சூருவளிப் பிரதேசத்தை விட்டுச் செல்லும் பொழுது சிறிதளவு மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது. மழைப்பொழி வில்லாமலும் இருக்கலாம். ஆனால், சூருவளிகளுடன் சம்பந்தப் படும்போது, பனியும் மழையும் அதிக அளவில் ஏற்படுகின்றன.

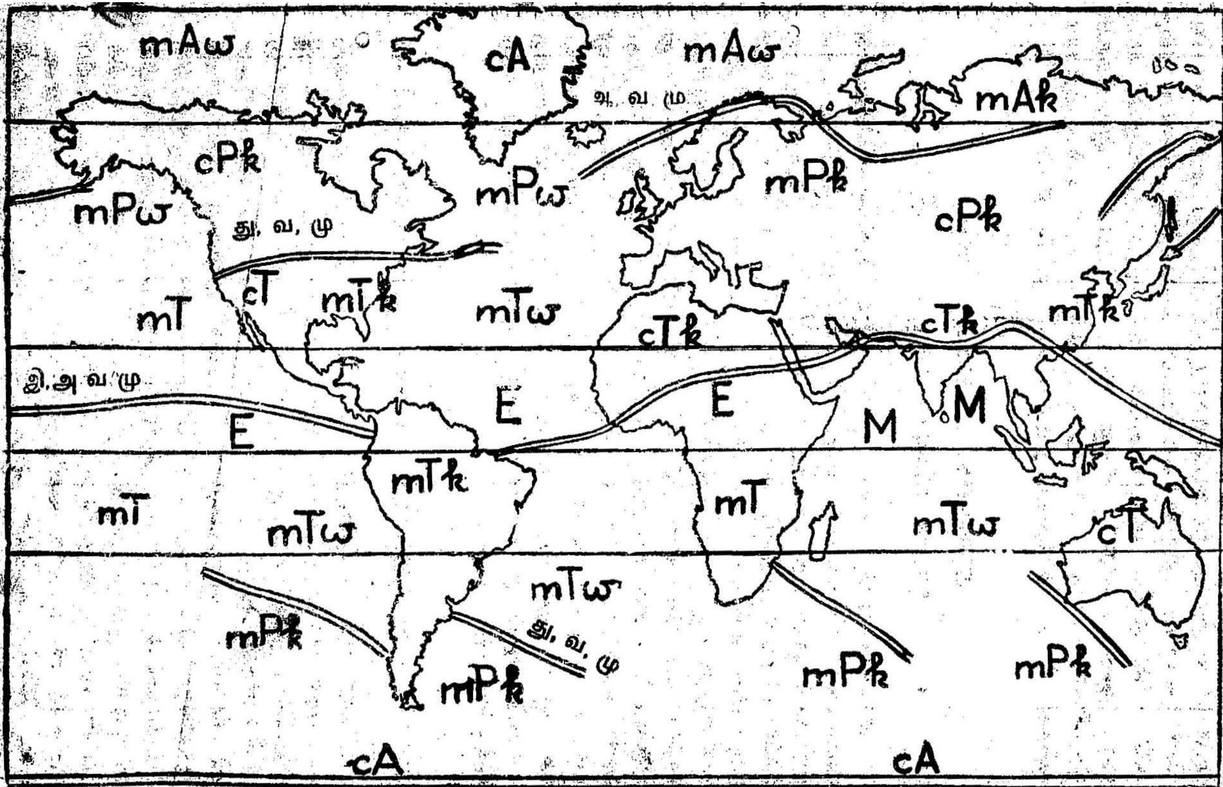
கோடையில் மேற்சொன்ன சூருவளிகள் கண்டப் பகுதியை வந்தடையும்போது மாறுபடுவதால், அவை அவ்வளவு முக்கியமானவையல்ல. இவ்வயனக் கடல் வளிப்பகுதி கோடையில், அஸோர்ஸ் அதிக அழுத்தத்தின் கிழக்குப் பகுதியிலும், வட பகுதியிலும் உற்பத்தியாகிறது. இது உறுதியாய் இருப்பதால் மெக்சிகோ வளைகுடாப் பிரதேசத்து அயனக்கடல் வளிப்பகுதியை ஒத்திருக்கிறது. இங்கு மழைப் பொழிவு ஏற்படுவதில்லை.

அயனகண்ட வளிப் பகுதி
(Tropical Continental Air Masses)

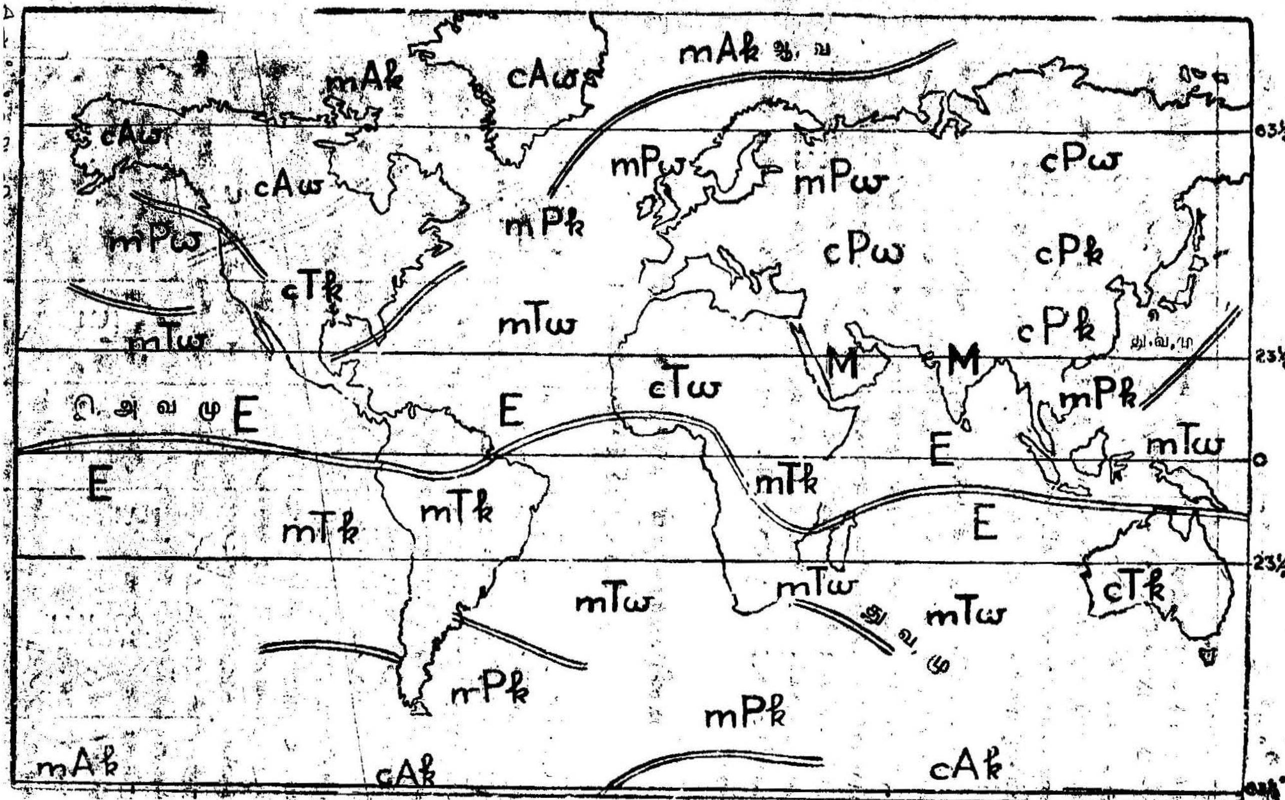
குளிர்காலத்தில் அயன கண்ட வளிப்பகுதி ஆப்பிரிக்காவின் வெப்பமான பாலைவனப் பகுதிகளிலும் அரேபியாவிலும் உற்பத்தியாவதால் அது வறட்சியாயும் சிறிது வெப்பமாயும் இருக்கின்றது. குளிர்காலத்தில் மத்திய தரைக்கடல் பிரதேசத்தில் உண்டாகும் சூருவளிகளுக்கு வெப்பத்தைக் கொடுப்பதும் இந்த அயன கண்ட வளிப்பகுதியாகும். கோடையில் இக் காற்று சகாரா, ஆசியா மைனர் முதலிய உற்பத்தி இடங்களை விட்டுச் செல்லும்போது ஈரத்தை ஈர்த்துக்கொண்டு போவதால், ஐரோப்பாவின் தெற்கு, தென் கிழக்குப் பகுதிகள் மிதமான மழைப்பொழிவைப் பெறுகின்றன. ஐரோப்பாவிலேயே உற்பத்தியாகும் அயன கண்ட வளிப்பகுதி மற்றொன்று உள்ளது. இது அதே பிரதேசத்தில் உற்பத்தியாகும் துருவ கண்ட வளிப்பகுதியைக் காட்டிலும் சற்று அதிக வெப்பமாயுள்ளது.

தென் கோளார்த்தத்தில் காணப்படும் வளிப்பகுதிகள்

தென் கோளார்த்தத்தில் காணப்படும் வளிப்பகுதிகளுக்கும் வட கோளார்த்தத்திலுள்ள வளிப்பகுதிகளுக்கும் அதிக வேறுபாடில்லை. மேல் மட்டத்தில் நிலவும் காற்றின் வளிப்பகுதிக்கு எடுகோள்கள் (Upper Air Data) அதிகம் கிடைக்காததால் தென் கண்டங்களில் வளிப்பகுதியைப் பற்றி அறிவது (Air Mass Surveying) அவ்வளவு எளிதன்று. தென் கோளார்த்தத்தில் நிலப்பரப்பைவிட ஒரே தன்மையுள்ள நீர்ப்பரப்பு அதிக அளவில் இருப்பதால், இங்குக் கடலுக்குரிய தட்ப வெப்பநிலை மேலோங்கிக் காணப்படுவதில் வியப் பொன்றுமில்லை. ஆகவே, கண்ட வளிப் பகுதிகளை விடக் கடல் வளிப்பகுதிகளே முக்கியமாக உள்ளன. தென் கோளார்த்தத்தில் துருவ கண்ட வளிப்பகுதி உற்பத்தியாகும் பெரிய நிலப்பகுதி, தென் துருவ வட்டப் பிரதேசம் ஒன்று



படம் (6—1) வளிப்பகுதிகளும் வளிமுகங்களும் (ஜனவரி மாதம்)



படம் (6—2) வளித்திணிவுகளும் வளிமுகங்களும் (ஜூலை மாதம்)

தான். தென் அமெரிக்காக் கண்டம் மேல் அட்சரேகைகள் வரை பரவி இருந்த போதிலும், மேல் அட்சரேகைகளில் அதன் குறுகிய தன்மை, அட்சரேகையின் விளைவை நீக்கிவிடுகிறது. தென் துருவ வட்டப் பிரதேசத்தில் உற்பத்தியாகும் துருவ கண்ட வளிப்பகுதி மற்றக் கண்டங்களிலிருந்து பெரிய நீர்ப்பரப்புகளினால் பிரிக்கப்படுவதனால், இதிலிருந்து வரும் வளி துருவக் கடல் வளிப்பகுதியாக மாற்றப்பட்டுத் தென் கண்டங்களை அடைகிறது.

கோடையில் ஆப்பிரிக்கா, தென் அமெரிக்கா, ஆஸ்திரேலியாக் கண்டங்களின் உட்பகுதிகளில் காணப்படும் அயன கண்ட வளிப்பகுதிகள் முக்கியமானவை. தென் கண்டங்களின் எஞ்சியுள்ள பகுதிகளில், துருவக்கடல் வளிப்பகுதி, அயனக் கடல் வளிப்பகுதி, பூமத்திய ரேகை வளிப்பகுதி ஆகியவை காணப்படுகின்றன. இவைகள் அமைப்பிலும், இயல்பிலும் வட கோளார்த்தத்தில் காணப்படும் வளிப்பகுதிகளை யொத்திருக்கின்றன.

வளிமுகங்களும் அவற்றின் தோற்றமும்
(Front and Frontogenesis)

வானிலைப் பகுப்பிற்கும், அதன் முன்னறிவிப்புக்கும் வளிப்பகுதிகளைப் பற்றி அறிதல் அவசியம். இதன் முக்கியத்துவம் 20-ஆம் நூற்றாண்டின் முதற்பகுதியில்தான் தெரியவந்தது. இதன் விளைவாக வெவ்வேறு பண்புகளைக் கொண்ட இரண்டு வளிப்பகுதிகளைப் பிரிக்கும் எல்லைகளைப் பற்றித் தெரிந்துகொள்ள வேண்டியதவசியமாகிறது. வளிமண்டலத்தின் எல்லைகளைப் பற்றிய கொள்கைகள், ஹெம்ஹோல்ட்ஸ் மார்குலஸ் என்பவராலும் ஜெர்கின்ஸ் (V. Bjerknes) என்பவராலும் விதிக்கப்பட்டன. இக்கொள்கையை முதன் முதலில் ஜெர்கின்ஸும், சோல்பர்கும் (Solberg) மூலங்கள் யாவற்றையும் தொகுத்துக் கூறும் வானிலை இயலில் (Synoptic meteorology) பயன்படுத்தினார்கள். வளிப் பகுதிகளின் எல்லைகள் ஒரு வளிப்பகுதியிலிருந்து மற்றொரு பகுதிக்குத் திடீரென்று ஏற்படும் மாறுதல்களைக் காட்டும் நுட்பமான எல்லைகளாக அமையலாம்; அல்லது இது ஒரு வளிப்பகுதியின் தன்மையிலிருந்து மற்றொன்றுக்குப் படிப்படியாக ஏற்படும் மாறுதலைக் கொண்ட குறுகிய கடப்புப் பிரதேசமாகவும் அமையலாம். தரைமட்டத்தில் நுட்பமான எல்லை சுமார் 2 முதல் 3 மைல் (3 K. m. முதல் 5. K. m. வரை) அகலமுள்ளதாகவும், பரந்த எல்லை சுமார் 50 முதல் 75 மைல் (80 K. m. முதல் 120 K. m) அகலமுள்ளதாகவும் இருக்கிறது. பொதுவாக, இரண்டு வகை

வளிப்பகுதிகள் ஒரு சரிவான எல்லைப் பரப்பினால் பிரிக்கப்படு கின்றன. அதற்கு 'வளிமுக மேற்பரப்பு' என்று பெயர். இந்த வளிமுக மேற்பரப்பும், பூமியின் மேற்பரப்பும் ஒன்றையொன்று வெட்டுமிடத்திற்கே வளிமுகமென்று பெயர். அதில் அதிக அகல மில்லாது, மிகவும் குறுகலு மில்லாது இருக்கும் எல்லை, வளிமுகப் பிரதேசமென்று வழங்கப்படுறதுது. (இவ்வெல்லைகள் அடிக்கடி திடீர் மாறுதல்கள் ஏற்படும் பிரதேசங்களாகும்.) ஆகவே, வளி முகம் என்பது, வெப்பநிலை, ஈரப்பதம், காற்று மேகங்கள், வானிலை, முதலிய பண்புகள் வேறுபட்டுக் காணப்படும் இருவளிப் பகுதி களைப் பிரிக்கும் ஓர் எல்லையாகும்.

வளிமுகத்தின் பண்புகளும், அதனமைப்பும்
(Properties of Fronts and frontal structures)

(வளிமுகப் பிரதேசம், சம அழுத்தக் கோடுகளில் குறைந்த அழுத்தத்திலிருந்து அதிக அழுத்தத்தை நோக்கியுள்ள V வடிவ வளைவினால் குறிக்கப்படுகிறது, இது விரிவான மேகப் பரப்பும், அதிக மழைப் பொழிவும் உடையதாயிருக்கிறது. (வளிமுகங்கள் நன்கு தோற்றமளிக்கும் பரப்புக்களில், தரைக் கருகில் வெப்ப நிலை தல நிலைமைகளினால் அதிக அளவில் பாதிக்கப்படுகிறது.) மேலும் வெப்பநிலையிலும் ஈரத்திலும், துரிதமாக ஏற்படும் மாற்றத்தைத் தவிர, அழுத்தத்திலும், காற்றிலும் துரிதமான வேறுபாட்டைக் கொண்ட பிரதேசமாகும், இவ்வழுத்த வேறுபாடுகள் வெப்ப வேறுபாட்டின் விளைவாக உண்டானவையாகும். (காற்றின் திசை சம அழுத்தக் கோடுகளின் பரப்பிற்குத் தக்கவாறு மாறுபடுகிறது.) செங்குத்தாக ஏற்படும் வெப்பநிலை மாறுதல்களைக் கவனிக்கும் போது, வளிமுகத்தின் தீவிரம் மிகவும் அதிகமாயிருந்தால் வெப்பு நிலை, படுகையின் வழியே அதிகரிக்கிறதென்றும், அதன் தீவிரம் மிதமாய் இருந்தால் வெப்பநிலை ஏறக்குறைய நிலையாயிருக்கு மென்றும், வளிமுகத்தின் தீவிரம் மிகக் குறைவாக இருந்தால் அதன் படுகை வழியே வெப்பநிலை குறைகிறதென்றும் தெரிகிறது.

(வளிமுகத்தின் பக்கங்களைவிட, முகப்பின் படுகையில் உயரத் திற்கேற்ப வெப்ப நிலை குறையும் வீதம் குறைவாகவுள்ளது.) இதனால்தான், வளிமுக மேற்பரப்புக்கள், வளிப் பகுதிகளுக் கிடையில் வெப்பம், ஈரம் இவைகளின் மாற்றத்திற்குத் தடையாக உள்ளன. (வளிமுகங்கள் ஆற்றல் வாய்ந்தவையாயிருந்தால் தடைசெய்யும் தன்மையும் அதிகமாயிருக்கும்.) வானிலை முன்னறி விப்பில் வளிமுகம் முக்கியமாக இருப்பதற்குக் காரணம், தொடர் நிலையிலுள்ள வளிப்பகுதிகள் நிலைச் சக்திக்கும் (Potentrial enesgy)

வெப்பச் சக்திக்கும் களஞ்சியமாயிருப்பதேயாகும். வாநிலையில் வளிமுகங்களினாலேற்படும் உண்மையான பயன், வெப்பமான காற்றில் வளிமுகத்தின் மேலோ அல்லது குளிர்ந்த காற்றில் வளி முகத்தின் கீழோ ஏற்படும் மேல் நோக்கும் செயலினாலுண்டா கிறது. இவ்வாறு மேல்நோக்கும் செயல், நிலைச் சக்தியினால் ஏற் படுகிறது. இந்த இயக்கம், ஒரு வளிப்பகுதி மற்றொன்றிற்கெதி ராகச் சறுக்குதலாகும். மேலே சொல்லப்பட்ட வெப்பச்சக்தி திரவ மாதலின் போது வெளிவிடப்படும் மறைவெப்பத்திலிருந்து கிடைக்கிறது. இச்சக்தி காற்றின்மேல் நோக்கிய இயக்கத்திற்குப் பயன்படுகிறது.

மேல்நோக்கிய இயக்கம் வேறுவகையிலும் நடைபெறுகிறது. வெப்பமான காற்று, வேகமாக மூன்னேக்கி இயங்கிக் கொண் டிருக்கும் குளிர்ந்த வளிமுகத்தினால் மேலே தள்ளப்படும்போது, அதற்குச் செயலற்ற மேல் நோக்கிய சறுக்கல் (Passive upglide) என்று பெயர். வெப்பமான வளிமுகத்தின் மீது வெப்பமான காற் றோட்டம் வேகமாக இயங்கினால் அதற்குச் 'செயல் மிகுந்த மேல் நோக்கிய சறுக்கல்' (Active upglide) என்று பெயர். சில வேளை களில் குளிர்ந்த காற்று வெப்பமான அல்லது குளிர்ந்த வளிமுகங் களின் கீழ், மேல் நோக்கித் தள்ளப்படுகிறது. இதன்பயனாகக் காற்றுக் குவிதல் (Convergence). ஏற்படுகிறது. இதற்குக் காரணம் குளிர்ந்த காற்று வளிமுகத்தை நோக்கி வீசும்போது, அது மேற்பரப்பிற்கருகில் ஒன்று திரட்டப்படுவதேயாகும். இக்காற்று மேல்நோக்கி மட்டுமே இயங்க முடியுமாதலால் இது வளிமுகத்தின் கீழ், மேல் நோக்கிப் பாய்கிறது. படங்களில் வளிமுக மேற்பரப்புகள் பெரிதாகக் காட்டப்பட்டுள்ள போதிலும் அவை அதிகமான சாய்வில்லாத சரிவுகளாகும். குளிர்ந்த வளி முகத்தின் சரிவு சுமார் 1:30 இலிருந்து 1:100 வரையும், வெப்ப மான வளிமுகத்தின் சரிவு 1:400 வரையிலுமுள்ளன. நிலையான வளிமுகச்சரிவு, இரு காற்றுத் தொகுதிகளின் வெப்பநிலையையும், வளிமுகத்திற்கிணையாக அவற்றின் வேகங்களையும் பொறுத் துள்ளது. சாதாரணமாக, வெப்பமான வளிமுகம், குளிர்ந்த வளிமுகம் ஆகிய இவற்றின் சரிவுகள் மேலே கொடுக்கப்பட்டுள்ள மதிப்புகளுக்குள் அடங்கியுள்ளன.

வளிமுகங்களின் தோற்றமும் அழிவும்
(Frontogenesis & Frontolysis)

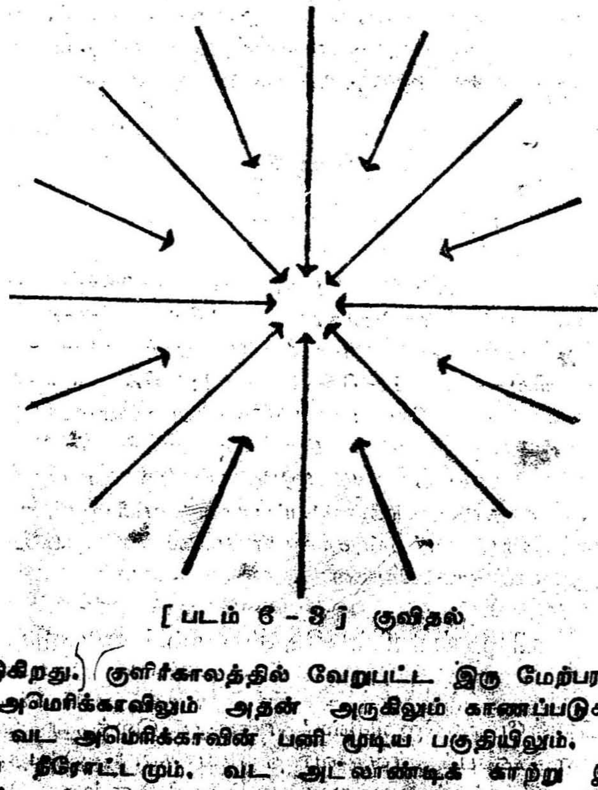
'ஃபிரண்டோ ஜெனிசிஸ்' என்பது இலத்தீன் மொழியி லிருந்து எடுக்கப்பட்டுள்ள வார்த்தையாகும். இப்பதத்திற்கு வளிமுகத் தோற்றம் அல்லது உற்பத்தி என்று பொருள்.

ஃபிரண்டாலிசிஸ் என்னும் வார்த்தை இலத்தீன் கிரேக்க மொழிகளின் கலப்பாகும். இதற்கு, வளிமுகம் அழிதல் என்று பொருள். ஃபிரண்டோஜெனிசிஸ், ஃபிரண்டாலிசிஸ் என்னும் பதங்கள் முறையே வளிமுகத்தின் தோற்றம் வளர்ச்சி, தளர்ச்சி, மறைவு ஆகியவற்றைக் குறிக்கின்றன.

வளிமுகங்களின் தோற்றம்

(Frontogenesis or Formation of Fronts)

வளிமுகம் உண்டாகும் போக்கும், அது தீவிரம் அடைதலும் சிறிது நேரம் நீடித்த பிறகுதான் வளிமுகம் தோன்றுகிறது. இது இரு அம்சங்களைப் பொறுத்துள்ளது. அவை முறையே (1) மற்ற நிலைமைகள் சமமாயிருக்கும்போது வேறுபட்ட இரு மேற்பரப்புகள் நெருங்கிய தொடர்பு கொண்டிருந்தால் வளிமுகத் தோற்றம்



[படம் 6 - 3] குவிதல்

ஏற்படுகிறது. குளிர்காலத்தில் வேறுபட்ட இரு மேற்பரப்புக்கள் வட அமெரிக்காவிலும் அதன் அருகிலும் காணப்படுகின்றன. ஒன்று வட அமெரிக்காவின் பனி மூடிய பகுதியிலும், மற்றது கல்ஃப் நீரோட்டமும், வட அட்லாண்டிக் காற்று இயக்கும் நீரோட்டமும் பாயும் கரையையடுத்த பிரதேசங்களிலும் காணப்

படுகின்றன. குளிர்காலத்தில், இதையொத்த நிலைமைகள் கிழக்கு ஆசியாவை அடுத்த பிரதேசங்களிலும், வட ஐரோப்பாவை அடுத்த மற்றப் பிரதேசங்களிலும், காணப்படுகின்றன. (2) குறிப்பிட்ட வளிப்பகுதிகளில் ஏற்கெனவே வெப்ப நிலைச் சரிவு காணப்பட்டால், சலனக் காரணத்தால் வளிமுகம் தோன்றுகிறது. ஏற்கெனவே சொல்லப்பட்ட நிலைமைகளின் கீழ், மேற்சொன்ன வெப்பநிலைச் சரிவுகள் நன்கு உருவெடுக்கின்றன. வளிமுகத் தோற்றத்தில், சலனச் செய்கை முதன் முதலில் பெர்ஜரான் (Berjeron) என்பவரால் அறியப்பட்டு, பெட்டர்ஸன் (Pettersen) என்பவரால் மேலும் விரிவாக்கப்பட்டுள்ளது. வளிமுகத்தைப் பற்றிய புதிய குறிப்புகளில் பெரும்பாலானவை பெட்டர்ஸனல் குறிக்கப்பட்டதாகும். பலவகைப்பட்ட காற்றின் இயக்கங்கள் சில வளிமுகத் தோற்றத்திற்குக் காரணமாயுள்ளன. சூருவளி, எதிர்ச் சூருவளிச் சுழற்சிகளில், காற்று ஒரே திசையுடன் ஒரே மையத்தை உடைய வட்டங்களில் இயங்குவதால், இவை வளிமுகத் தோற்றத்திற்கு ஏற்றதல்ல. குவிதலும் உருக்கெடுதலும் (Deformation) வளிமுகத் தோற்றத்திற்கும், விரிந்து படருதல் (Divergence) வளிமுக அழிவிற்கும் காரணமாயுள்ளன.

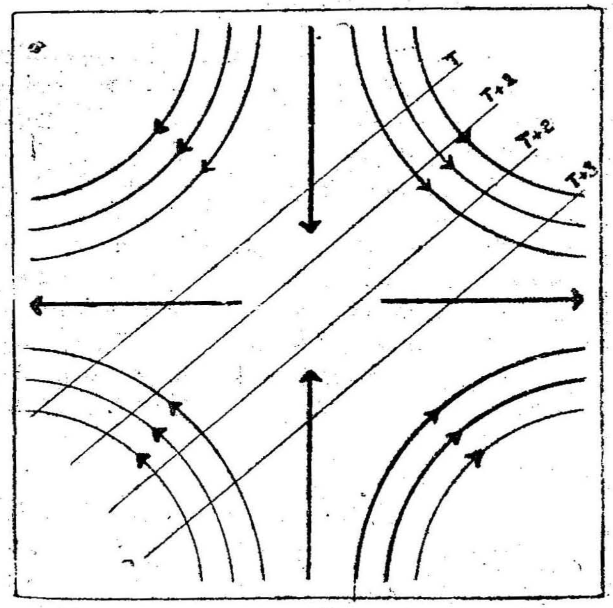
குவிதல்

(Convergence)

காற்று, மேல் நோக்கி எழும்பும் ஒரு பகுதியை நோக்கி வெளிக்காற்று உட் புகுதலுக்குக் 'குவிதல்' என்று பெயர் (படம் எண். 6-3). மேலெழும்பும் காற்றினிடத்தை உள்ளே வரும் காற்றானது அடைத்துக் கொள்கிறது. குவிதலின் போது வேறுபட்ட வெப்ப நிலையிலுள்ள மேற்பரப்பு வளிப் பகுதிகள் நெருக்கப்படுவதால், வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் அதிகமாய் ஏற்படுகின்றன. இந்நிலை வளிமுகங்களின் தோற்றத்திற்கு ஏதுவாக இருக்கிறது. இவ்வெப்பநிலை வேற்றுமைகளை வளிமுகம் ஏற்படுவதற்கு ஏற்றவாறு கிரமமாக வரிசைப் படுத்துவதற்கியலாது. இக்குவியும் இயக்கம் சம அழுத்தக் கோடுகளை ஒட்டி நடைபெறுகின்றது. சுழலும் பூமியில் இவ்வியக்கம் அதிக நேரம் நீடிப்பதில்லை. ஓரளவுக்குக் குவிதல் இயக்கம் மற்ற இயக்கங்களோடு சம்பந்தப்பட்டால் காற்று, சம அழுத்தக் கோடுகளுக்குச் சிறிதளவு குறுக்கே இயங்கக் கூடும். குவிதல் சிறிய அளவுகளில் ஏற்பட்டு, சமவெப்பக் கோடுகளை ஒரே வரிசையில் சேர்க்கும் தன்மையுடையதனுல், இது வளிமுகம் தோன்றுவதற்கு முக்கியமான இயக்கம் அன்று.

உருக்கெடுதல்
(Deformation)

இந்த இயக்கம் படத்தில் (படம் எண்-6-4) காட்டப்பட்டுள்ளது. இரண்டு அதிக அழுத்தப் பிரதேசங்களுக்கு இடையேயும், இரு குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசங்களுக்கு இடையேயுமுள்ள கணவாய் போன்ற தலம் (Col) படத்தில் காட்டப்பட்



(படம் 6-4) உருக்கெடுதல்

டுள்ளது. இங்கு கணவாய் போன்ற தலம் முற்றிலும் மாறுபட்ட இரு காற்றோட்டங்கள் கூடி வெளியே போகும் வழியில் கிடையாகப் படருகிறது. உருக்கெடும் இப்பிரதேசத்தில் சமவெப்பக் கோடுகள், காற்று வெளியே போகும் வழியில் ஒன்றோடொன்று நெருங்குகின்றன. இவ்வியக்கம் தொடர்ந்து காணப்பட்டால் வெப்பநிலை தொடர்பற்றதாய் இருப்பதோடு, சமவெப்பக்கோடுகள் சுழன்று, மேற் சொன்ன காற்று வெளிப்போகும் மார்க்கத்திற்கு இணையாக ஆகின்றன, ஆனால், வெளிப்பாயும் காற்றின் வழிக்கும், சம வெப்பக்கோடுகளுக்கும் இடையேயுள்ள கோணம் 45°-க்குக் குறைவாயிருந்தால் தான் வளிமுகம் தோன்றமுடியும். முக்கோணத்தினளவு குறையக் குறையச் சமவெப்பக்கோடுகள்

மேற்சொன்ன வழியின் அண்மையில் மிக விரைவாக ஒன்று திரட்டப்படுகின்றன. காற்றின் வெளிப்பாய்ச்சல் அதிகமாயிருந்து, வெப்பநிலைச் சரிவு அதிகமாயிருந்தால், வளிமுகம் தோன்றுதல் விரைவாக நடைபெறுகிறது. வளிப்பகுதிகள் உற்பத்தியாகும் தலத்தின் ஓரங்களிலும், கடற்கரை ஓரங்களிலும் வெப்பம் செறிந்திருந்தால் இயற்கையாக வளிமுகம் தோன்றும்.

வடகோளார்த்தத்தில், குளிர் காலத்தில், வளிமுகம் தோன்றும் இரு முக்கியப் பிரதேசங்கள் :—

1. ஐசுலந்து (Iceland low) குறைந்த அழுத்தத்திலிருந்து மேற்கு நோக்கி வட அமெரிக்காவின் கடற்கரை வரையுள்ள வட அட்லாண்டிக் கடல் (2) வடபசிபிக் கடலில் அலூசியன் குறைந்த அழுத்தத்திலிருந்து மேற்கு நோக்கி ஆசியாக் கடற்கரை வரை வியாபித்துள்ள பகுதி. கோடையில் பேரிங்கு கடற் பிரதேசத்திலும் (Bering sea), மத்திய கனடாவிலும் வளிமுகம் நன்கு துரிதமாகத் தோன்றுகிறது. இப் பிரதேசங்களில், மண்டல (Zonal), அறையறைக் (Cellular) காற்றுத்தொகுதிகளில் முற்றிலும் மாறுபட்ட பண்புகளையுடைய வளிப்பகுதிகளை ஒன்று சேர்க்கின்றன, இவைதான் மித வெப்ப மண்டலச் சூருவளிகளுக்கு (Extra tropical cyclones) உற்பத்தி இடங்களாக அமைகின்றன. இவற்றைப் பற்றிப் பின் வரும் இயலில் படிப்போம்.

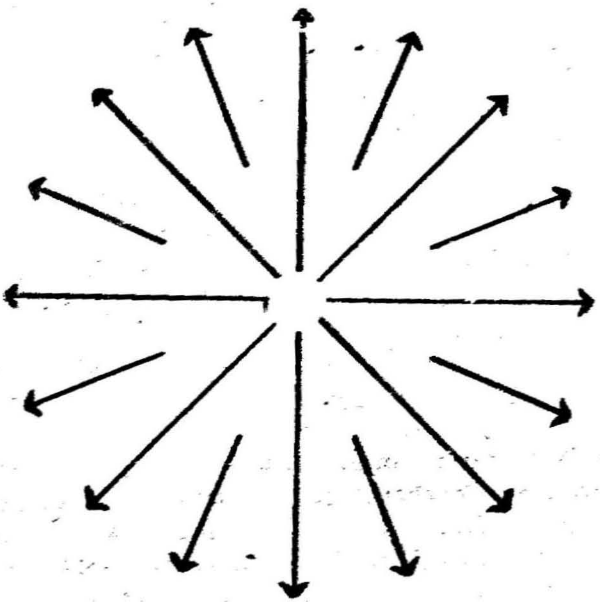
விரிந்து படருதல் (Divergence.)

இது குவிதலுக்கு எதிரான போக்காகும் (படம் எண் 6-5). இப்போக்கில் இயங்கும் வளிப்பகுதி நிலவும் பிரதேசத்திலிருந்து காற்று வெளிப்பாய்கிறது. வளிமுகமழிதல், காற்று மண்டலம் சமவெப்பக் கோடுகளை விரிந்து பரவச் செய்யும்போது ஏற்படுகிறது. ஒரு மையத்திலிருந்தோ அல்லது வரிசையிலிருந்தோ காற்று விரிந்து படருதல் வளிமுக அழிவிற்குக் காரணமாயுள்ளது. வளிமுகங்கள், விரிந்து படரும் காற்று நிலவும் பகுதியினுள் நுழையும் போது, வளிமுக அழிவு ஏற்படுகின்றது. உதாரணமாக, அதிக அழுத்த மையங்களுக்கருகில் இக்காரணத்தினுலேயே பொதுவாக உப அயன அதிக அழுத்தப் பிரதேசத்தின் வழியாகச் செல்லும் வளிமுகங்கள் அழிந்து போகின்றன.

வளிமுகங்களின் வகையீடு (Classification of fronts).

காற்றின் இயக்கத்திற்குத் தக்கவாறும் பூகோள நிலையையொட்டியும் வளிமுகங்கள் இருவகைகளாகப் பிரிக்கப்பட்டுள்ளன. காற்றினியக்கத்திற்குத் தக்கவாறு வளிமுகங்கள் எவ்

வாறு பிரிக்கப்பட்டுள்ளன என்பதை முதலில் கவனிப்போம். குளிர்ந்த வெப்பமான வளிப்பகுதிகளை யடுத்து வளிமுகங்கள் உள்ளன. இவ்வியக்கம் வளிமுகங்களைத் தள்ளுவதால், வெப்ப



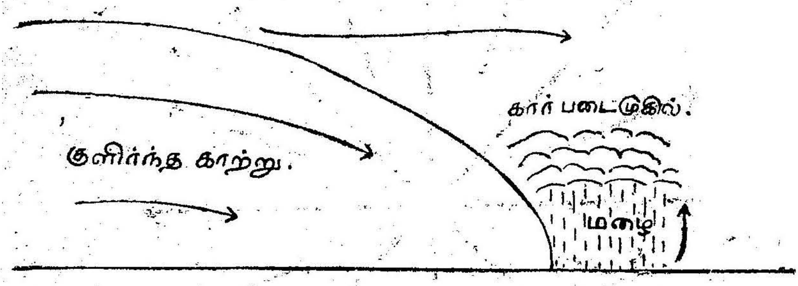
(படம் 6·5) விரிந்து படருதல்

நிலையில் மாறுதல்கள் உண்டாகின்றன. வளிமுகங்களில் நான்கு வகைகள் உள்ளன. அவை, 1. குளிர்ந்த வளிமுகம் (Cold front) 2. வெப்பமான வளிமுகம் (Warm front) 3. நிலையான வளிமுகம் (Stationary front), 4. உள்ளடங்கிய வளிமுகம் (Occluded front) என்பனவாகும்.

குளிர்ந்த வளிமுகம் (Cold front) :-

மேற்பரப்பில் உள்ள வெப்பமான காற்று விலகி அவ்விடத்தில் குளிர்ந்த காற்று நிலவும் பகுதிக்குக் 'குளிர்ந்த வளிமுகம்' என்று பெயர். குளிர்ந்த வளிமுக மேற்பரப்பில் குளிர்ந்த காற்று, வெப்பமான காற்றைக் கீழிருந்து தள்ளுகிறது. வளிமுகத்தின் சரிவு 1:30 இலிருந்து 1:100 என்னும் முறையில் உள்ளது. தீவிரமான குளிர்ந்த வளிமுகத்தின் போக்கினால், வெப்ப நிலையில் திடீரென்று வீழ்ச்சி, ஈரப்பதத்தில் குறைவு, நுட்பமான காற்றுத் திருப்பம், அதன் பயனாக அழுத்தத்திலதிகரிப்பு முதலியன ஏற்

படுகின்றன. குளிர்ந்த வளிமுகம், ஈரமான நிலையற்ற காற்றை விலக்குவதால் ஏற்படும் வானிலை சூறைக்காற்றடிக்கும் தன்மையதாயிருக்கிறது. அது ஈரமான நிலையற்ற காற்றை விலக்கினால் அப்போது ஏற்படும் வானிலை லேசான மழைப் பொழிவையும், அதிகமான மேகமூட்டத்தையும் உடையதாயிருக்கிறது. (படம் 6-6). வளிமுகம் வேகமாக இயங்கி அப்பிரதேசத்தைக் கடந்த



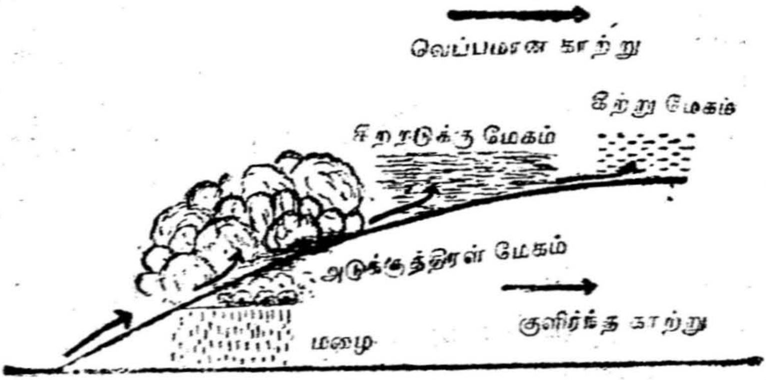
(படம் 6-6) குளிர்ந்த வளிமுகம்

பின்பு, வானிலை தெளிவாகிறது, வளிமுகம் மெதுவாக இயங்கும்போது வானிலை தெளிவுறுவதும் மெதுவாகவே நடைபெறுகிறது. மேலும், மேகமூட்டமும், மழைப்பொழிவும் அதிக இடங்களில் பரவி இருக்கின்றன. வளிமுகத்தின் முன்னோக்கிச் செல்லும் வேகம், அதற்குச் செங்குத்தாயுள்ள காற்றின் வேகத்திற்குச் சமம் என்று கொள்ளலாம். இதன் பயனாகக் குளிர்ந்த வளிமுகம் வெப்பமான வளிமுகத்தை முந்துகிறது. வெப்பமான பகுதிக்குள்ளிருக்கும் வெம்மையான மேற்பரப்புக் காற்று படிப்படியாக உள்ளடங்குகிறது.

வெப்ப வளிமுகம் (Warm front)

மேற்பரப்பிலுள்ள குளிர்ந்த காற்றை விலக்கும் வெப்பமான காற்று நிலவும் பகுதிக்கு வெப்ப வளிமுகம் என்று பெயர். வெப்ப வளிமுக மேற்பரப்பில் வெப்பக் காற்று, குளிர்ந்த காற்றை முந்துகிறது. வெப்ப வளிமுகத்தின் சரிவு 1 : 100 முதல் 1 : 400 ஆகும். இதன் சரிவு அதிகமில்லாததால் இங்கு வானிலை வளிமுகத்தின் முன்னோக்கிச் செல்லும் மேற்பரப்பில் சுமார் 1,000 மைல் தூரம் வரையுள்ள பிரதேசத்தைப் பாதிக்கிறது. வளிமுகத்தின் வெப்பக் காற்றின் வேகம் சாதாரணமாக, அதிலிருந்து வெளிச் செல்லும் குளிர்ந்த காற்றின் வேகத்தைக் காட்டிலும் அதிகமாயுள்ளது. இதனால் வெப்பக் காற்றில் மேல் நோக்கி மெதுவாகச் சரிந்து செல்லும் இயக்கம் ஏற்படுவதால், மேற்

சொன்ன வெப்பக் காற்று வறண்ட 'அடியபாடிக்' வீதத்தில் குளிர்ச்சியடைகிறது. சூருவளி இயக்கம் ஏற்படும்போது காணப் படும் மேற்சறுக்கியக்கம் அதிக உயரங்கள் வரை வியாபிக்கிறது. ஆனால் இவ்வியக்கம் இல்லாவிட்டால் மேலே செல்லும் வெப்பக் காற்று பின்நோக்கி வளைவதுடன் செங்குத்து இயக்கம் குறைக்கப்



(படம் 6-7) வெப்ப வளிமுகம்

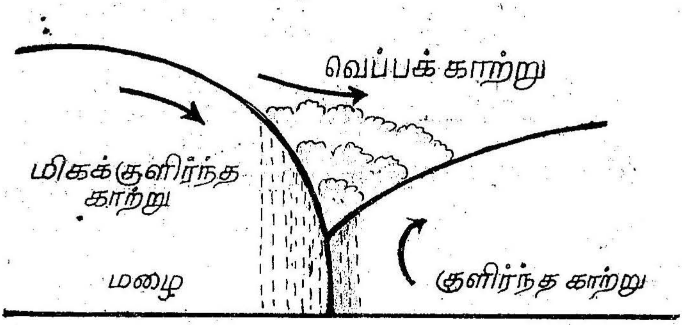
(படம் 6-7) வெப்பமான வளிமுகம்

படுவதால் இறுதியில் கீழ்நோக்கி இயக்கத்தை ஏற்படுத்துகிறது. அடியபாடிக் விரிவடைதலும், குளிர்ச்சியடைதலும் தொடர்ந்து அதிக நேரத்திற்கு நடைபெற்றால் காற்றானது நீராவியினால் நிரப்பப்பட்டு மேகத்தையும், மழையையும் உண்டு பண்ணுகிறது. இதனால் ஏற்படும் சாதாரண நிகழ்ச்சிகள் தொடராக. கீற்று மேகம் (Clrrus Cioud), உயர்படை மேகம் (Alto stratus), கார் படைமுகில் (Nimbo stratws), மழை ஆகியவையாகும் (படம் 6–7). உயர்படைமேகம் உண்டாகியபின் மழை பொழிய ஆரம் பித்து வளிமுகம் நீடிக்கும்வரை தொடர்ந்து பெய்கிறது.

வளிமுகம் ஓர் இடத்தில் தோன்றுவதற்கு முன் பாரமானியில் படிப்படியாக அழுத்தக் குறைவு ஏற்படுகிறது. (வெப்பமான வளிமுகம் முன்னேக்கிச் செல்லும்போது ஏற்படும் வானிலை, அதன் மேலும் கீழும் உள்ள காற்றின் உறுதித் தன்மையையும், ஈரப் பதத்தையும் பெருமளவில் பொறுத்துள்ளது.) வெப்பமான ஒரு பிரதேசத்தின் வழியே கடந்து செல்லும்போது, வெப்பநிலை, அழுத்தம் ஆகிய இவை அதிகரிப்பதுடன் காற்று விலக்கம் ஏற்பட்டு வானிலை மாறுகிறது ; மழை பொழிதல் நின்றுவிடுகிறது; மேகமூட்டம் குறைந்து, விசும்பு முழுவதும் தூயமாகிறது.

உள்ளடங்கிய வளிமுகங்கள் (Occluded fronts)

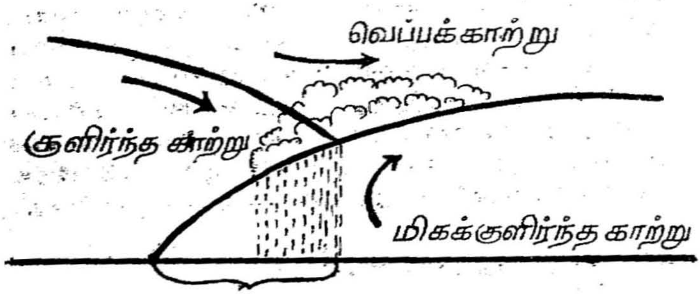
வெப்ப வளிமுகம் ஒன்றும், குளிர்ந்த வளிமுகம் ஒன்றும் கூடும்போது அவற்றுள் ஒன்று உயரே தள்ளப்படுகிறது. (குளிர்ந்த வளிமுகம், வெப்ப வளிமுகத்தை முந்திச் சென்று வெப்பக் காற்றை வெளிப்படுத்தும் பொழுது ஏற்படும் வளிமுகம் உள்ளடங்கிய வளிமுகம் என்று அழைக்கப்படுகிறது.) (அதில் 'வெப்ப வளிமுக உள்ளடங்கல்', 'குளிர்ந்த வளிமுக உள்ளடங்கல்' என்று இரண்டு வகைகள் உள்ளன.) குளிர்ச்சியான வளிமுக மேற்பரப்பிற்குப் பின்னுல் இருக்கும் காற்றுனது, மிகச் குளிர்ச்சியாக இருக்கும் போது ஏற்படும் உள்ளடங்கல், இரண்டாம் வகையைச் சேர்ந்தது



(படம் 6—8) குளிர்ச்சியான வளிமுக உள்ளடங்கல்

(படம் 6—8). இதன் பயனுக ஏற்படும் வானிலே, மற்ற அம்சங் களைப் பொறுத்திருந்த போதிலும், பொதுவாகக் குளிர்ந்த, வெப்ப மான இரு வளிமுக வானிலேயின் சேர்க்கையைப் பெரிதும் பொறுத் துள்ளது. (குளிர்ச்சியான வளிமுக உள்ளடங்கலின் தொடக் கத்தில் மேகம், மழை இவற்றின் பரவல்; மேலே தள்ளப்பட்ட வெப்ப வளிமுகத்திற்குரியதாகவும், அதே சமயத்தில் குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்கான வானிலே நிலேமைகளே உடையதாய் இருக் கிறது.) ஆனுல், (வெப்ப வளிமுகம் முழுவதும் மேலே தள்ளப் பட்டபின் குளிர்ந்த வளிமுகத்தின் வானிலேயைப் பாதிப்பதில்லே. இதனுல் குளிர்ந்த வளிமுக உள்ளடங்கல் ஏற்படுகிறது.) இதற்குள் வளிமுகத்தின் ஆற்றல் அதிக வளவில் குறைந்து போகிறது. மறுபடியும் புத்துணர்ச்சி பெருவிட்டால் அது படிப்படியாக மறைந்துபோகும். முன்னேக்கிச் செல்லும் குளிர்ந்த காற்று வெப்ப வளிமுக மேற்பரப்பின் கீழ்க் காணப்படும் குளிர்ந்த காற்றைவிட அதிக வெப்பமாயிருந்து, குளிர்ந்த வளிமுகத்தின் வேகம் வெப்ப வளிமுகத்தின் வேகத்தைக் காட்டிலும் அதிகமாய் இருந்தால்,

வெப்ப வளிமுக உள்ளடங்கல் ஏற்படுகிறது. (படம் 6—9). வெப்ப வளிமுகம் குளிர்ந்த வளிமுகம் ஆகிய இரண்டிற்குமே உரியதான வானிலையின் பண்புகள் இதில் காணப்படுகின்றன. இம்மாதிரி வெப்ப வளிமுக உள்ளடங்கல்கள், மலைகளை எல்லைகளாகக் கொண்ட கண்டங்களின் மேற்குக் கரையோரங்களில், காற்றடிக்கும் திசையில் முக்கியமாகக் குளிர்காலத்தில் ஏற்படு



(படம் 6—9) வெப்பமான வளிமுக உள்ளடங்கல்

கின்றன. கடல்களிலிருந்து வீசும் குளிர்ந்த காற்று கடலோரங்களிலும், மலைப்பிரதேசங்களிலும் காணப்படும் கண்டப்பகுதியின் குளிர்ந்த காற்றைவிட அதிக வெப்பமாயுள்ளது. வெப்ப வளிமுக உள்ளடங்கல் குளிர்காலத்தில் நன்கு நிறுவப்படும்போது பல நாட்களுக்குத் தொடர்ந்து மழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறது.

நிலைத்த வளிமுகம் (Stationary Front)

கிடை இயக்கம் சிறிதளவோ, அல்லது அறவே இல்லாமலோ இருக்கும் வளிமுகத்திற்கு 'நிலைத்த வளிமுகம்' என்று பெயர். இம்மாதிரி வளிமுகங்கள், ஒன்றுகப் புலனாகும் படத்தில் (Synoptic chart) நிலைத்த வளிமுகங்கள் என்று குறிக்கப்பட்டுள்ளன.

வானிலை நிலைமைகளைச் சரியாக முன்னர் அறிவிப்பதற்கு வெப்பமான குளிர்ந்த இருவளிப் பகுதிகளின் உறுதித் தன்மையைப் பற்றியும், வளிமுகங்களின் இயல்பையும், வளிப்பகுதிகளின் செங்குத்து இயக்க வேகங்களின் பரவலையும் அறிவது அவசியமாகிறது. உயரத்திலுள்ள வெப்பமான அல்லது குளிர்ந்த வளியைப்பற்றி, ஆராய்ச்சிகள் மூலம் காற்றின் உறுதித் தன்மையைப் பற்றிய செய்தி கிடைத்தபோதிலும், செங்குத்தான காற்றோட்டங்களின் திசையைப் பற்றிய செய்தி அதிக அளவில் கிடைப்பது கடினம்.

பூகோள வகையீடு (Geogeaphical Classification)

வளிப்பகுதிகளைப்போலவே வளிமுகங்களும் பூமியின் மேற்பரப்பில் அதிகம் மாறுபட்ட பிரதேசங்களில் அவ்வப்பொழுது உண்டாகின்றன. இம்மாதிரியான வளிமுகங்கள் சில குறிப்பிட்ட பரப்புகளில் அடிக்கடி ஏற்படுகின்றன. முக்கியமாக, தக்க வெப்ப நிலைச் சரிவைக் கொண்ட வளிகள் ஒன்று கூடும் பிரதேசத்தில் காணப்படுகின்றன. வளிமுகங்கள் உண்டாவதற்கும் அவைகளின் தீவிரம் அதிகரிப்பதற்கும் ஏற்ற பிரதேசங்கள் பொதுவாக வளிப்பகுதிகளின் எல்லையோரமாகக் காணப்படுகின்றன. அவைகளின் சராசரி நிலையைப் பொறுத்து வடதுருவ வட்ட வளிமுகம் (Arctic front), துருவ வளிமுகம் (Polar front), இடை அயன வளிமுகம் (Inter tropical front), எனப் பெயர்கள் வழங்கப்படுகின்றன (படம் 6—1, 2). அவைகளைப் பற்றி இனி விரிவாகப் படிப்போம்.

வடதுருவ வட்ட வளிமுகம் (Arctic Front)

வடதுருவ வட்ட வளிமுகத்திலும், தென் துருவ வட்ட வளிமுகத்திலும் சில இடங்களில் துருவ கண்ட வளிப்பகுதியும், துருவக் கடல் வளிப்பகுதியும் ஒன்று கூடுகின்றன. மற்ற இடங்களில் முற்றிலும் வேறுபட்ட துருவக் கடல் வளிப் பகுதிகள் கூடுகின்றன. இங்குள்ள வெப்பநிலை வேற்றுமைகள் துருவ வளிமுகத்தின் வேறுபாடுகளைவிட பொதுவாகக் குறைவாயுள்ளதினால், இப்பிரதேசம் சூருவளிகள் உண்டாவதற்கு ஏற்றதாக இல்லை.

துருவ வளிமுகம்

(Polar Front)

(இவ்வளிமுகம் ஒன்றுக்கொன்று தொடர்பில்லாத வளிப் பகுதிகள் குவியும் ஒரு குறுகிய அறுபட்ட பிரதேசமாகும். இது துருவ வளிப்பகுதியை அயன விளிப்பகுதியிலிருந்து பிரிக்கிறது) இவ்வளிமுகம் வடஅமெரிக்காவின் துருவ கண்ட வளிப்பகுதியை வட அட்லாண்டிக் பிரதேசத்தில் நிலவும் அயனக் கடல் வளிப் பகுதியிலிருந்து பிரிக்கிறது. (சூருவளியின் தோற்றத்தையும், வளர்ச்சியையும் விளக்கும் துருவ வளிமுகக் கொள்கைக்கு இதுவே அடிப்படையாக உள்ளது.) துருவ வளிமுகத்தில் வளிப்பகுதிகளின் வெப்பநிலை வேற்றுமைகள் மிகவும் அதிகமாயிருப்பதால் நன்கு வளர்ச்சியடைந்த சூருவளிகள் இங்கு அதிகமாகக் காணப்படுகின்றன.

இடையயன அல்லது பூமத்தியரேகை வளிமுகம்
(Inter-tropical or Equatorial Front)

ஏற்கெனவே சொல்லியபடி பூமத்திய ரேகைப் பகுதியில் வளிமுகம் உண்டாவதைப் பற்றி விவாதங்கள் உள்ளன. இவ்வளிமுகங்கள் உள்ளன என்றே பெரும்பாலோர் கருதுகிறார்கள். மற்றவர்கள் பூமத்தியரேகைப் பகுதியை வளிப்பகுதிகள் குவியும் பிரதேசம் (Zone of Convergence) என்று ஒப்புக்கொண்ட போதிலும், ஒன்று கூடும், இவ்வளிப்பகுதிகள் பெரும்பாலும் ஒரே தன்மையதாயிருப்பதால், நடு அட்சரேகைகளில் ஏற்படும் வளிமுகங்களைப் போல் விட்டுவிட்டுக் காணப்படும் வளிமுகங்களை உண்டாக்குவதற்கு இப்பிரதேசம் ஏற்றதில்லை என்று குறிப்பிடுகிறார்கள். இதனாலேயே அநேகர் இதை இடையயன வளிமுகமென்று கருதுவதைவிட இடையயனக் குவிதல் என்று கூறுவது சரியென்று எண்ணுகிறார்கள். இடையயனக்குவிதலை ஏறக்குறைய தொடர்ந்த ஒரு வளிமுகம் என்று சிலரும், தொடர்பற்ற வளிமுகம் என்று சிலரும், வடக்கு இடையயனக் குவிதல், தெற்கு இடையயனக்குவிதல் என இருவகைப்படும் என்று வேறு சிலரும் கருதுகிறார்கள். இவ்விரு வளிமுகங்களும் பூமத்திய வளிப்பகுதியின் மேற் காற்றினால் பிரிக்கப்பட்டுள்ளன வென்று கருதப்படுகின்றது.

இடையயன அல்லது பூமத்திய வளிமுகம் வட தென் கோளார்த்தத்திலிருந்து வீசும் வியாபாரக் காற்றுகள் கூடும் பிரதேசத்தில் உண்டாகிறது. வளிமுகத்தில் ஒன்று கூடும் பகுதிகளின் வெப்பநிலை, அடர்த்தி, இவைகளில் காணப்படும் வேற்றுமைகள் சாதாரணமாக மிகக் குறைவாயிருப்பதால் இங்குச் சூறாவளி வளர்ச்சி நன்கு ஏற்படுவதில்லை; வளிமுகம் நன்கு தெரிவதில்லை. மேலும், இப்பிரதேசம் அசைவற்ற பூமத்திய அமைதி மண்டலமாக (Doldrums) உள்ளது. ஆனால், வெப்பநிலை, ஈரப்பதம் ஆகிய இவைகளில் வேற்றுமை அதிக அளவில் காணப்பட்டால், வளிமுகம் தெளிவாகக் காணப்படுகிறது. இது இடையயன வளிமுகம் குவியும் பிரதேசமாயிருப்பதாலும், குவியும் வளிப்பகுதி நிலையற்ற தன்மையாயிருப்பதாலும் இங்கு பரவலான மேகங்களும் கன மழையும் சாதாரணமாக ஏற்படும் நிகழ்ச்சிகளாகும்.

பருவங்களை ஒட்டி வளிமுகங்களும் மாறுகின்றன. இவை குளிர் காலத்தைவிடக் கோடையில் துருவத்தை நோக்கி அதிக தூரம் பெயர்ச்சியடைகின்றன. வடகோளார்த்தத்தில் துருவ வளிமுகத்தின் வடகோடி நிலை ஜூலை மாதத்திலும், தென் கோடி நிலை ஜனவரி மாதத்திலும் காணப்படுகின்றன. கண்டங்களின் விளை

வால் ஜூலை, ஜனவரி மாதங்களில் ஏற்படும் மேற்சொன்ன இரு நிலைகளுக்கிடையே உள்ள தூரம் மிகுதியாக உள்ளது. தென் துருவ வளிமுகம் (Southern Polar front), நீர்ப்பகுதிகள் அதிக வெப்ப நிலையை யடையும் ஃபெப்ருவரி மாதத்தில் துருவத்திற்கு வெகு அருகில் காணப்படுகிறது. வடகோளர்த்தத்தில் இத்துருவ வளிமுகத்தின் பெயர்ச்சிகள் தென் கோளர்த்தத்தில் இருப்பதை விடக் குறைவு. இந்த இடையயனவளிமுகம் கதிரவனது இயக்கத்துடன் பெயர்ச்சியடைகிறது. ஆனால், இவை இரண்டின் பெயர்ச்சிக்கும் இடையில் சுமார் 2 மாத பின்னிடை காணப்படுகிறது. இப்பெயர்ச்சியின் கடை நிலைகள் ஃபெப்ருவரியிலிருந்து ஆகஸ்டு வரையிலும் ஏற்படுகின்றன. இந்நிலைகளுக்கு இடையிலுள்ள தூரம் ஆசிய ஆஸ்திரேலியப் பகுதியில் மிக அதிகமாயும், தென் அட்லாண்டிக் தென்கிழக்கு பசிபிக் கடற்பரப்புக்களில் மிகக் குறைவாயுமுள்ளன.

இயல்—7

உப சுழற்சி

(The Secondary Circulation)

வளி மண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சியானது, ஓரளவு நிலையான காற்றுத் தொகுதிகளைக் கொண்ட அமைப்பாக இது காறும் விவரிக்கப்பட்டது. ஆனால் அன்றாட வானிலையானது மேற் சொன்னவாறு நிலையானதாக இருப்பதில்லை. நடு அட்சரேகைகளிலும், மேல் அட்சரேகைகளிலும் இத்தகைய நிலை நன்கு தென்படுகிறது. அன்றாட வானிலைப் படத்தில் வளி மண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சியின் கீழ் விவரிக்கப்பட்டுள்ள, அழுத்தவமைப்பு (Isobaric pattern), காற்றோட்ட வமைப்பு இவை தெளிவாகக் காணப்படுவதில்லை. இதற்குக் காரணம், பொதுச் சுழற்சியில், காற்றுத் தொகுதிகளின் இயக்கம் பெருமளவில் ஏற்படுவதேயாகும். பலவகையானவும் சிறியனவாயுமுள்ள அலை போன்ற இயக்கங்களும், சுழல் தடைகளும் தொடர்ந்து ஒன்றன் மேல் ஒன்றாகப் பொதுச் சுழற்சியுடன் ஏற்படுகின்றன. இத்தகைய சிறுபான்மையான இயக்கங்கள் பொதுச் சுழற்சியில் பூமியின் மேற்பரப்பு முழுவதும் எடுத்துச் செல்லப்படுகின்றன. காற்றின் இயக்கத்தைச் சுழல்களோடும், குறுக்கு நீரோட்டங்களோடும் கூடிய நதியின் ஓட்டத்திற்கு ஒப்பிடலாம். இத்தகைய நீரோட்டத்தில் தாழ்முகமாக இயங்கும் முக்கியமான நீரோட்டத்தின் பொதுவியக்கம் தெளிவாகக் காணப்படுவதில்லை. மூன்றாநிலைச் சுழற்சிக்கு உரியவையெனக் கருதப்படும் நிலக்காற்று, கடற்காற்று, புவியீர்ப்புக் காற்று போன்ற சிற்றியக்கங்களைப் பற்றி நான்காம் இயலில் "தலக் காற்று" என்ற தலைப்பின் கீழ் விபரமாகக் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. இதைத் தவிர மாறுபாட்டைக் கொண்ட வேறொரு காற்றோட்டமானது நாளுக்கு நாள், பருவத்திற்குப் பருவம் பொதுச் சுழற்சியில் காணப்படுகிறது. இக்காற்றோட்டம் தலக் காற்றைவிட பொதுச் சுழற்சியின் அமைப்பை ஓரளவிற்கு மறைக்கிறது. இக்காற்றோட்

டமே உபவளிச் சுழற்சி என்று சொல்லப்படுகிறது. இவை இயங்கும் சூருவளிகளாகும். இவற்றில் சில மேற்காற்று மண்டலத்தில் துருவ வளி முகத்தில் உற்பத்தியாகின்றன. இவையே மேல் அட்சரேகை, நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளில் வானிலையில் நாளுக்கு நாள் மாறுதல்களை ஏற்படுத்துகின்றன. அயன மண்டலத்தில் மேற்சொன்ன சூருவளிகள் வலிமை வாய்ந்த புயல்களாக ஏற்படுகின்றன. இவை அவ்விடத்திலேற்படும் பருவத்திற்குரிய வானிலை மாறுபாடுகளுக்குக் காரணமாகின்றன. இவை தவிர அயன மண்டலம், உப அயன மண்டலப் பகுதிகளில் வேனிற் பருவத்தில் தளர்ந்த காற்றோட்டங்களோடு கூடியதும், அதிக மழையை விளைவிப்பதுமான தளர்ந்து மெதுவாக இயங்கும் சூருவளிகளும் ஏற்படுகின்றன.

உலக வானிலை, தலவானிலை இவைகளை நன்ருகப் புரிந்து கொள்ள வேண்டுமாளுல், உபவளிச் சுழற்சியைப் பற்றிப் படிப்பது மிக அவசியம். இப் படிப்பு, கால நிலையைப் பொறுத்த வரையில் முக்கியமானது. ஏனெனில் ஒரு தலத்தின் காலநிலை அவ்விடத்தில் நாளுக்கு நாள் நிலவும் வானிலையின் சராசரி நிலைமையைப் பொறுத்துள்ளது.

திரவமாதல் நடைபெறுவதற்கு, ஈரம் நிறைந்த காற்று மேலே எழுப்பப்பட்டு வெப்பம் புகா நிலை மாற்றத்தின் மூலம் (adiabatic change), பூரித நிலைக்குக் குறைவாகக் குளிர்ச்சி செய்யப்படுவது இன்றியமையாதது என்பது நன்கறியப்பட்டதாகும். காற்று மேலே கிளப்பப்படுவதற்குப் பல வழிகளிருப்பினும் (இயல் 5-மழைப் பொழிவின் வகைகள்). பூமியின் மீது காற்றின் மேல் நோக்கிய இயக்கத்திற்கான முக்கிய இடங்கள் பல வகையைச் சார்ந்த சூருவளிகளேயாகும். ஆகவே, சூருவளிகளே பூமியின் மீதேற்படும் மழைப்பொழிவிற்கான முக்கிய சாதனங்களாகும். மழையைத் தவிர சூருவளிகள் வெப்ப நிலைகளில் மாறுபாடுகளை விளைவித்து வளிப்பகுதிகளின் இயக்கத்திற்குக் காரணமாகின்றன. இத்தகைய வளிப்பகுதிகள், அவை தோன்றும் தலத்திற்குரிய வெப்பநிலைகளை வேறிடங்களுக்குக் கொண்டு செல்கின்றன. இவ்வாருக மேல் அட்சரேகை, கீழ் அட்சரேகைப் பகுதிகளுக்கிடையே ஏற்படும் வெப்ப மாற்றம் மேற்சொன்ன இயங்கும் சூருவளிகளின் விளைவென்று கூறலாம். தவிர மாதாந்திர, மற்றும் பருவ வெப்பநிலை அமைப்பிற்கு ஓரளவு காரணமாக உள்ளது என்றும் கூறலாம்.

அழுத்தக் குறைவுகள்
(The Barometric Depressions)

அன்றாடப் பருவ மாறுதல்களைத் தவிர்த்து, பூமியின் மேற்பரப்பில் அழுத்தத்தின் பொதுப் பரவலைப்பார்க்கும்போது பாரரேகையினால் குறிக்கப்படும் அழுத்தமானது தொடர்ந்து அதிகரித்தும், குறைந்தும் காணப்படுகிறது. இது சிறப்பாக, நடு அட்சரேகைகளில் காணப்படுகிறது. அன்றாட வானிலைப் படங்களை ஆராயுங்கால் சம அழுத்தக் கோடுகளானவை ஒரே சீராக இல்லாமல் உருவத்திலும், அமைப்பிலும், அவற்றிற்கு இடையிலுள்ள இடைவெளிகளிலும், திசையிலும் அதிக வேறுபாடுகளைக் கொண்டவையாக இருப்பதை அறியலாம். (படம் 8-2) இவை அன்றாடம் அமைப்பிலும், காணப்படும் இடத்திலும் மாறுபாடடைகின்றன. வானிலை வெப்பதட்ப நிலையைக் குறிப்பதில் தெளிவான அமைப்பைக் கொண்டவையும், அடிக்கடி ஏற்படுபவையுமான அம்சங்கள் சூறாவளிகளும், எதிர்ச்சூறாவளிகளுமாகும்.

சூறாவளி கடந்து செல்வதன் விளைவாகவே வளி மண்டல அழுத்தம் அதிகரிக்கவோ, குறையவோ செய்கிறது.

பாம்புச் சுருள் (Coil of a snake) என்று பொருள்படும் சைக்ளோன் (சூறாவளி) என்னும் பதத்தை முதன் முதலாக ஹென்றி பிடிங்க்டன் (Henry Piddington) என்பவர் உபயோகித்தார். இப்பெயரானது வங்காள விரிகுடாவிலும், அரபிக்கடல் பகுதியிலும் ஏற்படும் அயன மண்டலச் சூறாவளிகளைக் குறிப்பதற்கு உபயோகிக்கப்பட்டது. சைக்ளோன் என்னும் பெயர், வட்டம் என்று பொருள்படும் கிரேக்க பதத்தினின்றும் எடுக்கப்பட்டுள்ளது. மேற்சொன்ன பதத்தை பிடிங்க்டன் உபயோகித்தாரென்றால், இத்தகைய சூறாவளிகளில் இயக்கம் சரியான வட்டமாக அமைந்திருக்குமென்று அவர் பொருள்படுத்தவில்லை. ஆனால் சூறாவளியின் மையத்தைச் சுற்றிக் காற்றானது சுழன்று சுழன்று இயங்குகின்றதென்பதே அவர் கருத்தாகும். அயன மண்டலச் சூறாவளிகளில் காற்றானது மேற்பரப்பில் மையத்தை நோக்கி, உள் நோக்கி இயங்குகின்றது என்பதை அவர் எடுத்துக் காட்டினார். ஆனால் பிடிங்க்டனுக்கு முன்பிருந்த அறிஞர்கள் சூறாவளியில் காற்றானது வட்ட வட்டமாக இயங்குகிறதென்று கருதினார்கள்.

இயங்கும் இச்சூறாவளிகளின் பண்புகளையும், தன்மையையும் பற்றிய ஆராய்ச்சியானது பிராண்டிஸ் (H. W. Brandes) 1820-ஆம் ஆண்டில் பிரசுரித்த, 'ஒன்றாகப்புலனாகும் படங்கள்' (Synoptic

Charts) வெளி வந்த பின்னரே ஆரம்பமாகியது. வளிமண்டலத்திற்குரிய நிலைமைகளைப் பற்றிய குறிப்புகள் பூமியின் மேற்பரப்பின் மீது குறிக்கப்பட்டு, படரூபமாக்கப் பட்டன. ஆரம்பத்தில் மேற்கூறப்பட்ட செய்திகள் தாமதமாகச் சேகரிக்கப்பட்டு வந்ததால் அவைகள் படத்தில் குறிக்கப்படுமுன் அந்த நிலைமைகள் மாறிவிடும். அவ்வாறிருப்பினும் இத்தகைய வானிலைப் படங்களைப் பற்றிய படிப்பினை பயனளிப்பதாக இருந்தது. மேலும் இதிலிருந்து இயங்கும் சூருவளிகளைப் பற்றிய திட்டமான செய்திகள் கிடைத்தன. இத்தகைய படங்களுக்கு 'வானிலைப் படங்கள்' அல்லது 'ஒன்ருகப் புலனுகும் படங்கள்' என்று பெயர். "ஸினுப்டிக்" என்று பெயர்வரக் காரணம் யாதெனில், மேற் சொன்ன படங்களினின்றும் ஒரு பெரிய பரப்பின் மீது ஒரு குறிப்பிட்ட நேரத்தில் நிலவக்கூடிய வானிலை நிலைமைகளின் சாராம்சத்தை அறியலாம் என்பதுதான். இந்த முதல் வானிலைப் படங்களில் புயலுக்குரிய சுழல்களில் ஏற்படக் கூடிய காற்ருேட்டங்களின் இயக்கமானது குறிக்கப்பட்டிருந்தமையால் மேலும், அவற்றைப் பற்றிய அரிய செய்திகளையறியப் பயன்பட்டது. இந்தச் செய்தி முந்தைய ஆராய்ச்சியாளர்களிடையே பரபரப்பை ஊட்டியது.

காற்று இயங்கும் திசை, வானிலை மாற்றத்திற்கான காரணங்கள் பற்றிய மேற்படி வானிலைப் படங்களை ஆராய்ந்ததன் மூலம் பிராண்டிஸ் கண்டறிந்த முடிவுகள் மிகவும் பயனளித்தன. சூருவளிகளைப் பற்றி எழுதிய அறிஞர்களில், பிராண்டிஸ், டவ் (Dove) எஸ்பி (Espy), ஃபெரல் (Ferrel), ஹான் (Hann), பிகளோ (Bigelow), ஷா (Shaw) மற்றும் பலர் குறிப்பிடத்தகுந்தவர்கள். சூருவளிகளின் தோற்றம், வளர்ச்சி, இயக்கம் ஆகிய செய்திகள் பற்றி அநேக கோட்பாடுகள் வெளி வந்துள்ளன.

சூருவளிகளை இரு முக்கிய வகைகளாகப் பிரிக்கலாம். அவை யாவன: (1) அயன மண்டலச் சூருவளிகள் (2) புற அயன மண்டலச் சூருவளிகள். இவ்விரு வகைகளும் ஒருமித்த சில அம்சங்களைக் கொண்டவையாக இருந்தபோதிலும் விபரங்களில் அவை வேறுபடுகின்றன. இரு வகைகளிலும் மையத்தில் குறைந்த அழுத்தம் காணப்படுகிறது. அழுத்தமானது வெளிப்புறத்திலிருந்து மையத்தை நோக்கிக் குறைந்து காணப்படுகிறது. காற்றின் வேகமானது அழுத்தம் குறையும் வீதத்தைப் பொறுத்துள்ளது. குறைந்த அழுத்தமையத்தைச் சுற்றிக் காற்ருனது சுழல் சுழல்களாக இயங்குகிறது. காற்று இயங்கும் திசையானது வடகோளார்த்தத்தில் இடஞ் சுழியாகவும், தென் கோளர்த்தத்தில் வலஞ் சுழியாகவும், (படம் — 3-17) உள்ளது. மையத்தை நோக்கி

இயங்கும்போது காற்றானது மேலெழும்புகிறது. ஆயினும் பக்க அசைவோடு ஒப்பிடுகையில், காற்றின் மேல் நோக்கிய இயக்கமானது பொதுவாகக் குறைந்து உள்ளது.

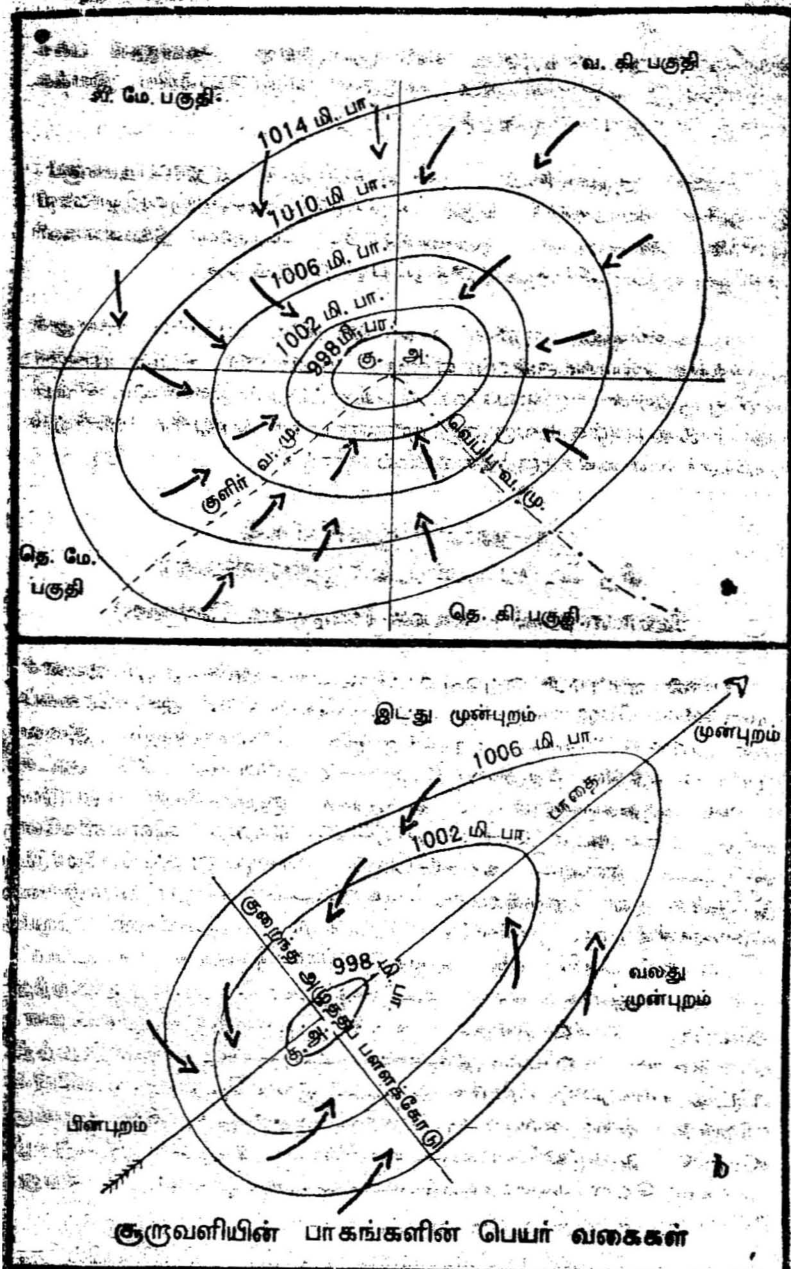
எதிர்ச் சூறாவளிகள், சூறாவளிகளுக்கு எதிர்ப்பதமாகும். இவற்றின் மையத்தில் அதிக அழுத்தம் காணப்படுவதுமின்றி வானிலை நிலைமைகள், சூறாவளிக்குரிய வானிலை நிலைமைகளினின்றும் முற்றிலும் மாறுபட்டுக் காணப்படுகின்றன.

சூறாவளிகளும், எதிர்ச் சூறாவளிகளும், பூமியின் பொதுச் சுழற்சியை நிர்வகிக்கின்றன என்றும், சூறாவளிக் காற்று இயக்கமானது பூமியின் மேலேற்படும் அழுத்த வேறுபாடுகளையும், காற்றியக்கத்திலேற்படும் வேறுபாடுகளையும் சமப்படுத்துகிறதென்றும் எக்ஸ்னர் என்பவர் எடுத்துக்காட்டியுள்ளார்.

புற அயனச் சூறாவளிகள்
(மித வெப்ப மண்டலச் சூறாவளிகள்)
(Extra tropical Cyclones-Temperate Cyclones)

பரந்த, குறைந்த அழுத்தத் தொகுதிகள் அல்லது புற அயனச் சூறாவளிகள் பெரும்பாலும் நடு அட்சரேகை, மேல் அட்சரேகைப் (35° முதல் 65° வரை) பகுதிகளுக்கே உரியனவாகும். இவை குளிர் காலத்தில் மிகுதியாகக் காணப்படுகின்றன. 30° அட்சரேகைப் பகுதிகளுக்குள்ளாக இத்தகைய சூறாவளிகள் ஏற்படுவதரிது. மேல் அட்சரேகைப் பகுதிகளில், மேற்படி சூறாவளிகளே அன்றாடம் நிலவும் வானிலைக்குப் பொறுப்பாயிருப்பதோடு, இங்குள்ள ஜன நெருக்கமான பகுதிகளுக்கு மழைப் பொழிவை விளைவிக்கின்றன. வானிலைப் படங்களில் சூறாவளிகள் பெரும்பாலும் வட்டமான சம அழுத்தக் கோடுகளால் காட்டப்பட்டுள்ளன. இவ்வட்டமான சம அழுத்தக் கோடுகள் குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசத்தைச் சுற்றி வரையப்பட்டிருக்கின்றன. ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல், சூறாவளியில், வெளிப்புறத்திலிருந்து மையத்தை நோக்கி அழுத்தம் குறைகிறது. சூறாவளியில் காற்றோட்டங்கள் மையத்தை நோக்கிச் சுழன்று சுழன்று இயங்குகின்றன. இவ்வியக்கமானது, வடகோளார்த்தத்தில் இடஞ்சுழியாகவும், தென்கோளார்த்தத்தில் வலஞ்சுழியாகவும் வீசுகிறது (படம் 7-1, படம் 3-17 a).

புற அயனச் சூறாவளிகளின் இயல்பு, தன்மை, உருவம், அவற்றின் இயக்கம், அழுத்தப் பரவல், காற்றோட்டங்கள், மழைப்



(7—1 a, b) புற அயனச் சூறாவளி (வடகோளார்த்தத்தில்)

பொழிவு. இச் சூருவளிகளுடன் கூடிய வானிலை ஆகிய அம்சங்களைப் பற்றி ஆராயுமுன் இவ்விஷயங்களைப்பற்றி நன்கு அறிந்து கொள்ளும் பொருட்டு, இச்சூருவளிகளின் பல்வேறு முக்கியமான கொள்கைகளைப்பற்றி முதற்கண் ஆராய்வோம். சூருவளி என்பது, அமுக்கக் குறைவான மையத்தைச் சுற்றி, இடஞ்சுழியாக வட கோளார்த்தத்தில் இயங்கும் காற்றோட்டங்களைக் கொண்ட அமுக்கக் குறைவான பகுதியென்பது நாம் அறிந்ததே. சூருவளிகளின் உருவாக்கத்தை விளக்கக்கூடிய கொள்கையை நிறுவப் பல அம்சங்களை ஆராய்ந்து அறிய வேண்டியுள்ளது. இத்தகைய எல்லா அம்சங்களிலும் மிகவும் இன்றியமையாதவை இரண்டாகும். சூருவளிகள் உருப்பெற இன்றியமையாத இவ்விரு அம்சங்கள் வருமாறு: முதலாவதாக (பெருமளவில் காற்றுத் தொகுதிகளைச் செங்குத்தாக மேல் நோக்கிக் கிளப்ப ஒரு பௌதிக ஆதாரம் தேவை.) இரண்டாவதாக இவ்வாறு மேலெழும்பும் காற்றைப் பக்கவாட்டில் இயக்கக்கூடிய அளவுக்கு, அதன்மூலம் குறிப்பிட்ட பகுதியில் காற்றை விலக்கி அமுக்கக் குறைவை ஏற்படுத்தத்தக்கதொரு வலிமை மிகுந்த காற்றோட்டம் தேவை. எதிர்ச் சூருவளிகளின் உருவாக்கத்திற்கு மேற்கூறப்பட்ட நிலைமைகள் நேர்மாருக இருத்தல் வேண்டும். ஏனெனில் இவை அதிக அமுக்கப்பகுதிகளாகும். இவ்வெதிர்ச் சூருவளிகளை நிர்ணயிக்க காற்றைக் கீழ்நோக்கி இயக்கும் மேல் மட்டக்காற்ரோட்டங்கள் இருத்தல் வேண்டும். இவ்வாறு கீழ்நோக்கி இயக்கப்பட்ட காற்று பூமிமேல் படிந்து பக்கவாட்டில் விரிந்து படருகிறது.

காற்றின் மேலெழுப்பத்திற்கான காரணத்தை விளக்குவதற்கு பல கொள்கைகள் இயற்றப்பட்டுள்ளன. ஆயினும் மேல் மட்டங்களில் இயங்கும் காற்ரோட்டங்கள், மேலெழும்பிய காற்றை மறுபடியும் பக்கவாட்டில் அதை ஒதுக்கக்கூடும் என்னும் விவரத்தைப்பற்றி எதுவும் திட்டமாகக் கூறப்படவில்லை.

காற்றின் மேலெழுப்பத்தை விளக்குவதற்காக முதன் முதலாக இயற்றப்பட்ட கொள்கை வெப்ப சம்பந்தமானதாகும். இதை வெப்பச்சலனக் கொள்கை என்று கூறுவர். இதன்படி, ஒரு குறிப்பிட்ட பகுதியில் நிலவும் காற்றுனது, அதைச் சூழ்ந்த வெப்ப நிலையைக் காட்டிலும், சற்று அதிக வெப்ப நிலையை அடையும் போது விரிவடைவதன் பயனுக இலேசாகிறது. இதன் விளைவாக இக்காற்றுத் தொகுதியானது அதன் உறுதித் தன்மையை இழந்து, அதிக உயரங்களுக்கு மேலெழும்ப ஏதுவாகிறது. ஒரு குறிப்பிட்ட தலத்தில் காற்றுனது வெப்பமடைவதுடன், பூரிதநிலையில் ஈரத் தன்மையும் மேலும்போது அது விசையுடன் மேலெழும்புகிறது என்ற உண்மை நாமறிந்ததே. (2, 5 இயல்களைப் பார்க்க), இத்த

மைய மேலெழுப்பம் துவங்கி வெகு விரைவிலேயே, வெப்பமடைந்துள்ள பகுதியின்மீது அழுத்தக் குறைவை ஏற்படுத்துகிறது. வெப்பச்சலனத்தின் விளைவாக, மேலெழும்புகின்ற காற்று இக் குறைந்த அழுத்த மையத்தைச் சுற்றி, மிக வெப்பமான ஈரக்காற்று சுழன்று சுழன்று இயங்குகிறது. இந்தக் கூற்றை ஒப்புக்கொள்ள வேண்டுமெனில், குறிப்பிட்ட தலத்தில் மேற்சொன்ன நிகழ்ச்சி ஏற்படுவதற்கு வெப்பத்தை உற்பத்தி செய்யும் ஒரு பௌதிக ஆதாரம் இருந்தாக வேண்டும். நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளில் நிலவும் சூருவளிகளின் உற்பத்தியை விளக்க மேற்சொன்ன வெப்பச் சலனக் கொள்கை பொருந்துவதில்லை. இக்கூற்றை ஒப்புக்கொள்ள மற்ரெரு அம்சமும் பொருந்த வேண்டும். அதாவது சூருவளிகள், குளிர்காலத்தில் ஏற்படுவதைக் காட்டிலும், கோடைக்காலத்தில் அதிக எண்ணிக்கையில் அடிக்கடி ஏற்படவேண்டும். ஆனல் உண்மையில், நடு அட்சரேகைகளில் இதற்கு நேர்மாருன நிலை காணப்படுகிறது. அதாவது வெப்பச் சலனம் குறைந்த அளவில் நடைபெறும் காலமாகிய குளிர்காலத்தில்தான் இங்கு நன்கு உருப்பெற்ற சூருவளிகள் அடிக்கடி ஏற்படுகின்றன. மேலும் இச் சூருவளிகள், சூரிய வெப்பக் கதிர் வீசல் குறைவாகவுள்ள கடற்பகுதிகளின் மீது உற்பத்தியாகின்றன. இது தவிர, இச் சூருவளியானது வெப்பக்காற்றினுலோ அல்லது சுழன்றியங்கும் காற்றினுலோ ஆனதல்ல. ஏனெனில் இச்சூருவளிகளின் கீழ் மட்டங்களில் நிலவும் வெப்பநிலையானது, அதே உயரத்தில் காணப்படும் எதிர்ச்சூருவளிகளின் கீழ்ப்பகுதியில் நிலவும் வெப்பநிலையைக் காட்டிலும் குறைவு. ஆயினும் கிடைக்கப்பெற்ற எடுகோள்களிலிருந்து கண்டறிந்ததாவது:- சூருவளியின் மேற்பரப்பிலிருந்து ஒன்பது கிலோ மீட்டர் உயரம் வரை நிலவும் வெப்ப நிலையானது, எதிர்ச் சூருவளியின் வெப்பநிலையைக் காட்டிலும் குறைவாயுள்ளது.

மேற்கூறிய அம்சங்களிலிருந்து, சூருவளிகளின் உருவாக்கத்திற்கு, தலத்திற்குரிய காற்று வெப்பமடைதல் முக்கியமான முதற்காரணமாக விளக்கப்படவில்லை. ஆனல் சில குறிப்பிட்ட நிலைமைகளின் கீழ் சூருவளிகளின் உருவாக்கமானது, மேற்பரப்பு வெப்பமடைவதால்தான் என்பதை பிராண்டு (Brunt) என்பவர் எடுத்துக்காட்டியுள்ளார். துருவப் பிராந்தியங்களிலிருந்து காற்ருேட்டங்கள் வெப்பமான அட்சரேகைகளை நோக்கி இயங்கும்போது அவை வெப்பமிகுந்த நிலப்பகுதி அல்லது கடல்பரப்புகளின்மீது கடந்து செல்வதால், மேற்பரப்புடன் தொடர்பு காரணமாகக் கீழிருந்து வெப்பப்படுத்தப்படுகிறது. இவ்வாறு கீழிருந்து வெம்மையைப் பெற்று வெப்பமடையும் நிகழ்ச்சியானது, காற்று உறுதியற்ற

தன்மையை அடையும்வரை தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. உறுதியில்லாத தன்மையை அடைந்த உடனேயே, விசாலமான பரப்புகளின்மீது, காற்றில் மேலெழுப்புச் சலனம் ஏற்படுகிறது. காற்றின் இத்தகைய மேலெழுப்பமானது அதிக உயரங்களில் ஏற்படுகிறது. இவ்வாறு சூறாவளிகள் தோன்ற ஆரம்பிக்கின்றன. இது கண்டுபிடித்த உண்மைகளுடன் பொருந்துகிறது. துருவக் காற்றோட்டங்களில் உருவாகும் சூறாவளிகளுடன் வளிமுகங்கள் காணப்படுவதில்லை. கோடையில் சூடான பகுதிகளின்மீது ஏற்படும் புயற்காற்றும், சில அயன மண்டலச் சூறாவளிகளும், வெப்பத்தின் விளைவாக ஏற்படுவதாகக் கருதப்படுகின்றன. இவ்வகைச் சூறாவளிகளைப் பற்றிப் பின்வரும் இயல்களில் கொடுக்கப்பட்டிருக்கிறது. புற அயனச் சூறாவளிகளின் உருவாக்கத்தைப் பற்றி எல்லோராலும் ஒப்புக்கொள்ளப்பட்டு தற்போது வழங்கி வரும் விளக்கத்தின்படி, மேற்சொன்ன சூறாவளிகள் பல்வேறு இடையூறுகளின் பயனாக ஏற்படக்கூடும் என்று நிரூபிக்கப்பட்டுள்ளது. இவற்றில் இருமுக்கிய இடையூறுகள் மிகச் சாதாரணமானவை. அவை யாவன: (1) உறுதியில்லா வளிமுக அலைக்குரிய செயல் (Unstable frontal wave action). (2) மேல்மட்ட அலைப்பள்ளத்தின் உறுதியில்லா உருவாக்கம் (Unstable growth of upper wave trough). இரண்டு முறைகளும் பின்னால் ஒன்றுகூடிச் செயல் புரிவது சர்வசாதாரணமாகும். இதுவரை குறிக்கப்பட்டுள்ள மிக வலிமை வாய்ந்த சூறாவளிகள் யாவும், மேற்கூறிய இருமுறைகளின் கூட்டால் தோன்றியவை எனக் கருதப்படுகின்றன.

எல்லோரும் ஒப்புக்கொள்ளக் கூடியதெனக் கருதப்படும் சூறாவளிகளின் தோற்றத்தை விளக்கும் துருவ வளிமுகத்தைப் பற்றிய கொள்கை அல்லது அலைக் கொள்கையை விவாதித்தபின், மேற்சொன்ன மேல் காற்றைப் பற்றிய மற்ற அம்சங்களை விவரிப்போம்.

பூமியின் வளிமண்டலத்தில், கீழ் அட்சரேகைகளிலிருந்து வெப்பமான காற்றோட்டங்களும், மேல் அட்சரேகைகளிலிருந்து குளிர்ந்த காற்றோட்டங்களும் இயங்குவதால் வெப்பநிலை, ஈரப்பதன் ஆகிய அம்சங்களில் முற்றிலும் ஒன்றுக்கொன்று அதிக வேறுபாடுள்ள காற்றோட்டங்கள் அடுத்தடுத்த நிலையில் கொண்டு வரப்படுகின்றன. குணங்களில் முற்றிலும் வேறுபட்ட இத்தகைய காற்றோட்டங்கள் [illegible]கு புலனாகும் தொடர்பற்ற ஒரு பரப்பினால் பிரிக்கப்பட்டு அடுத்தடுத்து இயங்கக்கூடும். மேலும் இத்தன்மை நிலைத்து நிற்கவும் கூடும் என்பது காட்டப்பட்டிருக்கிறது. [illegible] மற்றும் எண்ணற்ற எழுத்தாளர்கள், வெவ்வேறு சமயங்களில், தொடர்பற்ற பரப்புகள் வளிமண்டலத்தில் இருப்பதை

அறிந்திருக்கிறார்கள். ஓரளவிற்கு மேற்சொன்ன, விட்டுவிட்டுக் காணப்படும் பரப்புகள், புற அயனச் சூறாவளிகளோடு சேர்ந்திருப்பதாக விளக்கி இருக்கிறார்கள். ஆனால் வளிமுகங்களுக்கும், சூறாவளிக்குமுள்ள முறையான தொடர்பு கண்டுபிடிக்கப்பட்டு ஐம்பது வருட காலமே ஆகின்றது. முதல் உலக மகா யுத்தத்தின் போதுதான், நார்வே வானிலை ஆராய்ச்சிக் குழு, நார்வே மற்றும் அதைச் சுற்றியுள்ள பகுதிகளைப்பற்றிய, ஒன்றுகப் புல்லுக்கும் வானிலைப் படங்களை ஆராய்ந்ததன் பயனாக, புற அயனச் சூறாவளிகள், வளிமுகங்கள் ஆகியவை பற்றிய விவரங்களை அறிந்தது. இதன் விளைவாகவே "துருவ வளிமுகக் கொள்கை" (Polar front theory) நிறுவப்பட்டது. இக்கொள்கையின்படி, புற அயனச் சூறாவளியானது, துருவ வளிமுகத்தில் உருவாகிறது என்று கூறப்படுகிறது. முற்றிலும் மாறுபட்ட தன்மையுள்ள இருகாற்றுத் தொகுதிகளைப் (அதாவது, ஒன்று, உப அயன மண்டலத்தில் உருப்பெறும் வெப்பமானதும், ஈரமிகுந்ததுமான காற்று; மற்றொன்று, துருவப்பிராந்தியத்தில் உருவாகும் குளிர்ச்சி மிக்க காற்று) பிரிக்கும் வளிமுகங்களின் ஓரங்களில் மேற்சொன்ன புற அயனச் சூறாவளிகள் தோன்றுகின்றன என்பதை விளக்குவதே "துருவ வளிமுகக் கொள்கை" ஆகும். மேற்சொன்ன இரு காற்றுத் தொகுதிகளும், வெப்பநிலையில் மட்டுமன்றி, ஈரப்பதன், அடர்த்தி, இயங்கும் திசை ஆகிய மற்ற எல்லாக் குணங்களிலும் வேறுபட்டுள்ளன. துருவ வளிமுகம் தவிர, சூறாவளியின் உருவாக்கத்திற்கு உறுதுணையாயுள்ள பல் வேறு வளிமுகங்களும் கண்டுபிடிக்கப்பட்டுள்ளன. (வேறு இயலைப் பார்க்க). வி. ஜெர்கின்ஸ் (V. Bjerkenes) என்பவரால் இயற்றப்பட்ட வளிமுகக் கொள்கையானது தொடர்ந்து ஜே. ஜெர்கின்ஸ் (J. Bjerkenes) என்பவராலும் எச். சால்பெர்க் (H. Solberg) என்பவராலும், நன்கு ஆராயப்பட்டு, சூறாவளியின் உருவாக்கம் அமைப்பு ஆகிய அம்சங்களைப்பற்றிய கருத்துக்கள் வெளியிடப்பட்டன. இதன் விளைவாகச் செயல்முறை வானிலை இயலில் (Practical meteorology) அநேகமான மாறுபாடுகள் ஏற்பட்டன. இதற்குப்பின், இவ்வாராய்ச்சி பெர்ஜரான் (Bergeron) என்பவரால் தொடர்ந்து நடத்தப்பட்டது. வளிமுகங்கள், வளிப்பகுதிகள் இருப்பதைத் துணையாகக் கொண்டு செயல் முறையில் வானிலைப் படங்களை ஆராயும் முறையை பெர்ஜரான் வெளியிட்டார் (6-ஆம் இயலைப் பார்க்க). இக்காரணத்தினாலேயே வளிமுகக் கொள்கை, வளிமுக ஆராய்ச்சி எனப்பட்டது. மேற்கூறிய கருத்துக்களைப் பின்னும் ஆராய்ந்து, மேலும் அதிக விவரங்களை உலகத்திற்கு அறிவித்தவர்களில் ராஸ்பி (Rossby), பெட்டர்ஸன் (Petterson), பால்மென் (Palmen) மற்றும் பலர் முக்கியமானவர்கள்.

துருவ வளிமுகத்தில் சூருவளி எவ்வாறு உருவாகிறது என்பதை விளக்குமுன், பின் வரும் செய்தியை முதலாவதாகக் கருத வேண்டும். அதாவது முற்றிலும் வேறுபட்ட தன்மைகளை உடைய வளிப்பகுதிகள் அதிக அளவில் ஒன்றுகூடும் பிராந்தியங்கள், வளிமுக உருவாக்கப் (Frontogenesis) பிராந்தியங்கள் என்றும், வளிப்பகுதிகள் கிடையாகப் படர்வதன் மூலம், வளிமுகங்கள் சிதைக்கப்படும் பிராந்தியங்கள், வளிமுகச் சிதைவுப் (Frontelysis) பகுதிகளென்றும் அறியப்படுகின்றன (6-ஆம் இயலைப் பார்க்க). அயன மண்டலத்திலிருந்து துருவப் பகுதிகளை நோக்கி வெப்பநிலை சிறிது சிறிதாகக் குறைவதற்குப் பதிலாகத் துருவப் பிரதேசத்தைச் சார்ந்த குளிர்காற்றோட்டங்களும், அயன மண்டலத்து வெப்பக்காற்றோட்டங்களும் ஒன்றையொன்று எதிர் நோக்கிக் காணப்படுகின்றன. மேல் காற்றோட்டப் பிராந்தியங்களில், இவ்விருவேறுபட்ட வளிப்பகுதிகள் ஒன்றுகூடி, ஒரு தொடரற்ற அல்லது பிரிக்கும் பரப்பை உண்டாக்குகின்றன. இந்த வளிமுகத்தில் காற்றுத் தொகுதிகளின் தன்மையில் திடீர் மாறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன. வளிமுகத்தில் ஏற்படும், அலைபோன்ற, அமைதியைக் குலைக்கும் இயக்கங்களே, சூருவளிகளின் உருவாக்கத்திற்குக் காரணம் என்று கருதப்படுகிறது.

குணங்களில் முற்றிலும் மாறுபட்டவையும், வளிமுகத்தின் மூலம், ஒன்றோடொன்று தொடர்புள்ளதும், எதிரெதிர்த் திசையில் இயங்கும் காற்றோட்டங்களைக் கொண்டதும், வளி முகத்திற்கு இணையாக உள்ளவையுமான வளிப்பகுதிகளில் காற்றுப் பெயர்ச்சி தீவிரமாக நடைபெறுவதில்லை. இத்தகைய வளிமுகமானது நிலையாகவும் உறுதித் தன்மையதாயும் உள்ளது. இதற்குக் காரணம், காற்றோட்டங்கள் வளிமுகத்திற்கு இணையாக இயங்குவதேயாகும். இத்தகைய வளிமுகங்களில் காற்றின் செங்குத்தான இயக்கமேதுமில்லாததால், மழைப் பொழிவை விளைவிக்கும் முகில் தோன்றுவதில்லை. எதிரெதிராகக் குளிர் காற்றோட்டம் மேற்கு நோக்கியும், வெப்பக் காற்றோட்டம் கிழக்காகவும் இயங்குவதால், வளிமுகத்திற்கு இணையாக இயங்குவதற்குப்பதிலாக, குளிர் காற்றோட்டம் வெப்பக் காற்றோட்டத்திற்குக் கீழ், ஒரு கடாவு (Wedge) போன்று தேங்கிக் காணப்படுகிறது. இந்த இரு வளிப்பகுதிகளுக்கும் இடையேயுள்ள சரிவு $\frac{1}{100}$ ஆகும். இந்தச் சாய்வான பரப்பின் ஓரமாகக்காற்று எதிர்த்திசையில் இயங்குகிறது. இதன் விளைவாகக் காற்று வலுவாக மேற்பரப்பிலிருந்து துண்டிக்கப்படுகிறது. இவ்வாறு காற்று பிரிக்கப்படும்போது வளிமுகச் சரிவில் காற்றலைகள் தோன்றக்கூடும். இக்காற்றலைகளை, நீர்ப்பரப்பில் காற்று வீசும்போது ஏற்படக்கூடிய அலைகளோடு

ஒப்பிடலாம். இக்காற்று அலை தோன்றியவுடன், மென்மேலும் துரிதமாகப் பெருக்கமடைந்து, சுற்றிலும் பரவ ஆரம்பிக்கிறது. இவ்வலைகளின் அளவு பெருகப் பெருக இவற்றின் வேகமும் அதிகரிக்கிறது. இத்தகைய பெருக்கமானது, துருவப்பிராந்திய அல்லது அயன மண்டலக் காற்றோட்டம் ஆகியவை உருவாகும் பிராந்தியங்களிலிருந்து வேறு இடத்திற்கு எடுத்துச் செல்லப்படும் வரை நடைபெறுகிறது, இக்காற்றுத் தொகுதிகள், ஒன்றோ டொன்று இழைந்து கலந்து போகின்றன. இவை "உறுதியற்ற அலைகள்" (Unstable waves) என்று கூறப்படுகின்றன. இவ்வகை யைச் சார்ந்த உறுதியற்ற நிலையில்லாக் காற்றோட்டங்கள் மேற் கூறப்பட்ட வகையில் மட்டுமல்லாது, அருகில் சுற்றுப்புறத்தில் ஏற்படும் இடையூறுகளின் விளைவாகவும் தோன்றக்கூடும். இது பற்றிக் கீழ்க்காணும் பத்தியில் விவரிக்கப்பட்டுள்ளது. "நிலையான காற்றலைகள்" (Stable waves) என்று கூறப்படுவதும், வளிமுகத்தில் தோன்றுவதுமான சில அலைகள், அளவில் பெருக்க மடையாது. ஒரே அளவாக இருந்து, இறுதியில் அட்சரேகைக் குரிய எவ்விதக் காற்றுக் கலப்பிலும் பங்கு கொள்ளாமல், பலவீன மடைந்து மறைந்து விடுகின்றன.

நிலையில்லாக் காற்றோட்டமானது. ஏற்கனவே கூறப்பட்டது போல் உருவில் பெருக்கமடைந்து, பல திட்டமான நிலைகளைக் கடந்து முழு வளர்ச்சியடைந்து முதிர்ச்சியடைந்த சூறாவளியாக மாறுகிறது. இந்தப் பல்வேறு நிலைகளைப்பற்றி விவரிக்குமுன், ஆங்காங்கே உருவாகும் காற்று அலைகளைப் பற்றியும் ஈண்டு பார்ப்போம். காற்றலை உறுதியில்லாத் தன்மையை அடைவதற்கு ஒரு குறிப்பிட்ட நீளத்தை அடைய வேண்டும். இந்நிலையானது சூறாவளி முற்றிலும் உருவாக ஏதுவாகும். காற்றலைகள் பல காரணங்களால் ஏற்படுகின்றன. வளிப்பகுதிகள் பிரிக்கப்படும் பரப்பில் உண்டாகும் பிரிபட்ட காற்றலைகள் என்று கூறப்படுபவை, எப்பொழுதும் நிலையற்ற தன்மையாகும். இதர காரணங்களால் ஏற்படும் காற்றலைக்ளோ வெனில், உறுதித்தன்மை வாய்ந்தவை. சில நேரங்களில், இதர அலைகளின் உறுதித்தன்மையால் ஏற்படும் விளைவுகள், பிரிபட்ட காற்றலைகளின் உறுதியற்றதன்மை யின் விளைவாக ஏற்பட்ட பயன்களையும் மீறிக் காணப்படுகின்றன. அலை நீளம் எதுவாயினும், பிரிபட்ட காற்றலையானது தன் உறுதி யற்ற தன்மையின் தரத்தில் மாறுபடுவதில்லை. ஆனால் 500 முதல் 8,000 கிலோ மீட்டர் வரையுள்ள அலை நீளத்தில் இதர காற்றலை களின் உறுதித்தன்மையினால் உண்டாகும் விளைவுகளைக் காட் டிலும், பிரிபட்ட அலைகளின் உறுதியற்ற தன்மையின் விளைவுகள் அதிகமாக உள்ளன. எடுத்துக் காட்டாக புவிசுர்ப்பு அலைகளைக்

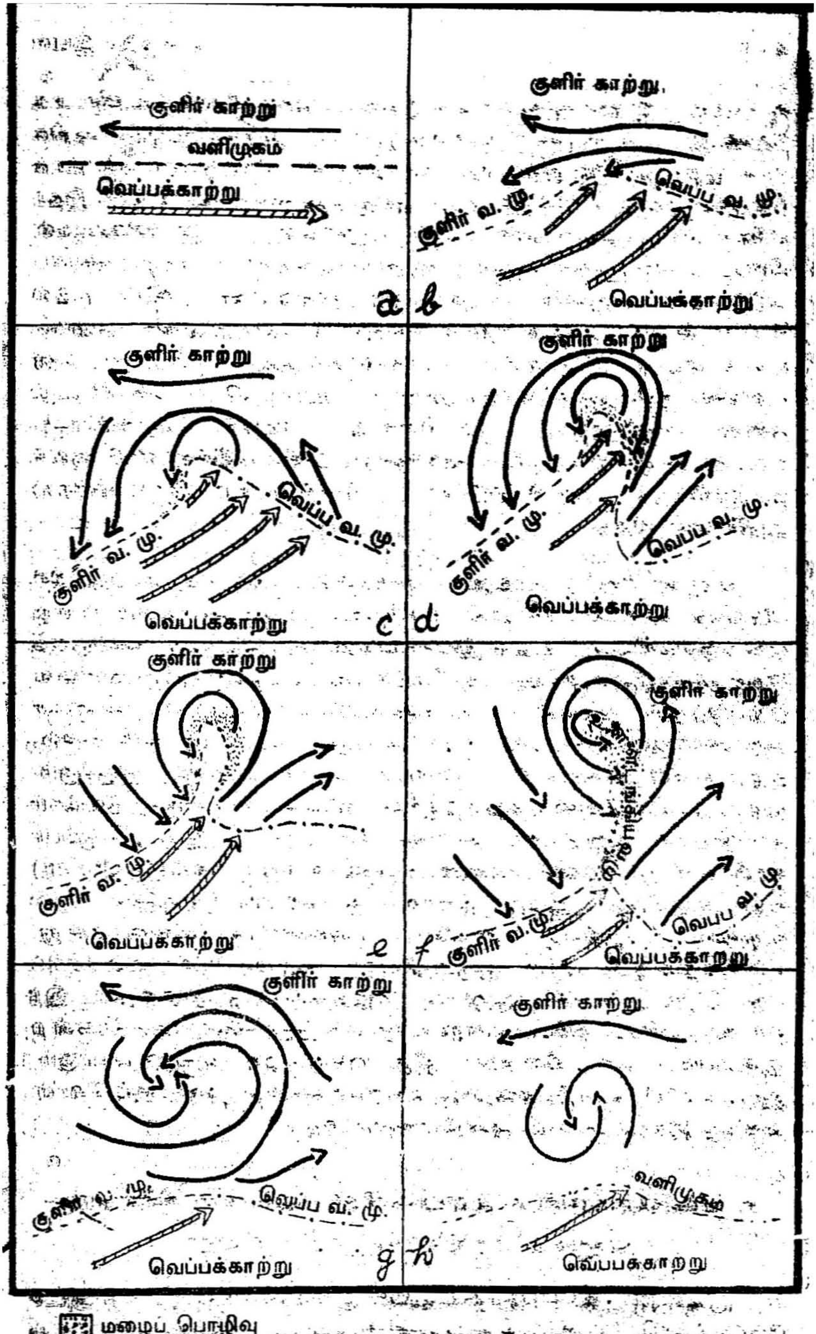
கூறலாம். இதன் விளைவாக உறுதியற்ற காற்றலைகளை உண்டாக வேண்டும். வளிமுகச் சரிவானது $\frac{1}{100}$ ஐக் காட்டிலும் அதிகமாக இருந்தால் உறுதியற்ற காற்றலைகள் ஏற்படுகின்றன. காற்றலையின் நீளம் 3,000 கி. மீட்டருக்கு அதிகமாக இருந்தால் இதர விளைவுகள் மேலோங்கிக் காணப்படுகின்றன. இவ்விளைவுகள் பிரிபட்ட அலைகளின் உறுதியற்ற தன்மையைக் காட்டிலும் மிகைப் படுகின்றன. ஆகவே, உறுதியற்ற காற்றலைகள் 500 முதல் 3,000 கி. மீட்டர் வரையுள்ள வேறுபட்ட அலை நீளங்களில்தான் ஏற்படமுடியும். வானிலைப் படங்களிலிருந்து, வளிமுகச் சூருவளியின் அலை நீளம் மேற்கூறப்பட்ட அளவுகளைக் கொண்டது என்று எடுத்துக்காட்டப்பட்டுள்ளது. மேலும், ஏறக்குறைய எல்லாச் சூருவளிகளிலுமே அலைவுகள், அதிக உயரங்களில் குறிக்கப்படுகின்றன. இதன் விளைவாக ட்ரோபோபாஸ் (Tropopause) அதிர்வடைகிறது.

சூருவளிக்குரிய காற்றுப் பெயர்ச்சியோ அல்லது காற்று பிரிபடுவதோ ஏற்பட்டால்தான், வளிமுகம் தோன்றக்கூடும் என்று முன்பகுதிகளிலும், கடந்த இயல்களிலும் கூறப்பட்டது. வளிமுகத்தைச் சூழ்ந்துள்ள காற்றானது மேற்கூறப்பட்டவாறு அலையசைவை ஏற்படுத்தும் வகையில் அசைக்கப்படுமாயின், இதன் பயனாகச் சூருவளிக்குரிய சுழற்சி ஏற்படுகிறது. தொடக்க நிலைகளில், சூருவளிகள் அலைகளின் பண்பைக் கொண்டனவாய் இருக்கும். முற்கூறியவாறு வளிமுகத்திற்குரிய, அலை அசைவானது இயக்கம் காரணமாக உறுதியற்ற தன்மையடைந்தால் (இது பெரும்பாலான வளி முகங்களில் உண்மையாகும்) உள்ளடங்கல் (Occlusion) தொடங்குகிறது. இந்த இயக்கம் காரணமாக முடிவில் சுழல் உருவைப் பெறுகிறது. ஆகவே, சூருவளியின் அமைப்பானது எப்பொழுதும் ஒரேமாதிரி இருப்பதில்லை. சூருவளியின் வளர்ச்சிப் பருவத்தில் அவ்வப்பொழுது பல மாறுதல்கள் ஏற்படுகின்றன. இந்தச் சூருவளிகள் அலைபோன்று உருவாகி இறுதியில் சுழல் போன்ற அமைப்பை அடைகின்றன. இது கண்டறிந்த உண்மையாகும். சூருவளியின் தோற்றத்தையும் வளர்ச்சியையும் விளக்கும் கொள்கைக்கு இந்தச் செய்தி இன்றியமையாதது.

உருவாக்கத்தில் சூருவளிகளின் பல்வேறு நிலைகள்

Stages in the life history of cyclones

சூருவளி அலைக் கொள்கையின்படி (wave theory) நிறு அட்ட ரேகைக்குரிய வளிமுகச் சூருவளி தோன்றும் விதத்தைப் படம் 17-2 இல் [illegible]. அலை போன்ற இயக்கம் ஏற்படுமுன் இருக்க



மழைப் பொழிவு

(படம் 7·2) வட கோளார்த்தத்தில் வளிமுகச் சூறாவளியின் தோற்றம், வளர்ச்சி, மறைவு முதலியவைகளின் நிலைகள்

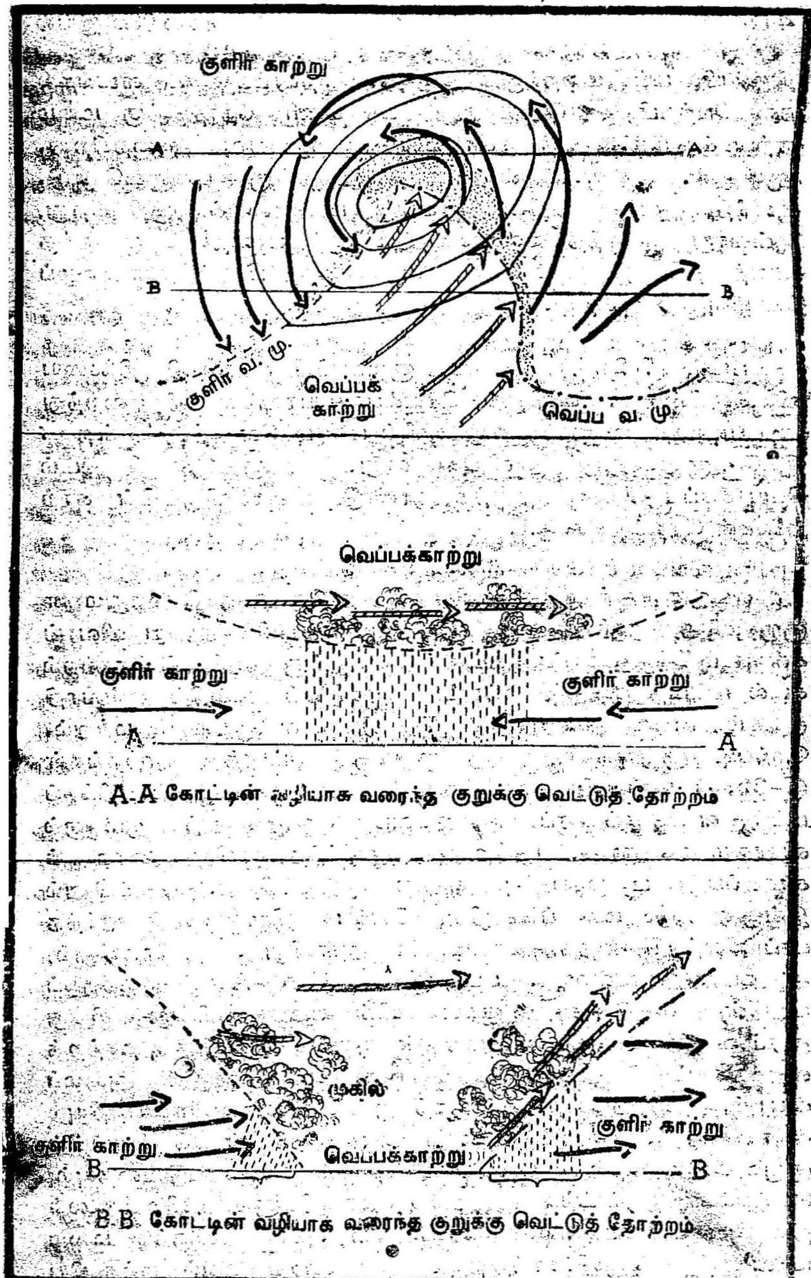
கூடிய, அசைவற்ற வளிமுகத்தின் ஆரம்பநிலையை விளக்குகிறது (படம் 7-2a). இங்கு கிழக்கிலிருந்து இயங்கும் குளிர்ந்த காற்ரேட்டத்தின் தெற்குப் பகுதியில் மேற்குப்புறத்திலிருந்து வெப்பமான ஒரு காற்ரேட்டம் இயங்குவதாக நம்பப்படுகிறது. இவ்விரு காற்ரேட்டங்களும் வளிமுகம் என்று கூறப்படும், தெளிவாகப் புலனுகும், ஆனுல் தொடரற்ற ஒரு பரப்பினுல் பிரிக்கப்படுகின்றன. மேற்கூறப்பட்ட காற்ரேட்டங்கள் வளிமுகத்திற்கு இணையாக இருப்பதால், இவ்வளிமுகமானது நிலையாக உள்ளது. (படம் 7-2b) ஒன்று கூடும் காற்ரேட்ட வமைப்பை கொண்டுள்ள வளிமுக அலைத்தோற்றத்தை விளக்குகிறது. இங்கு, வெம்மையான காற்றின் கீழ், குளிர்ந்த காற்ருனது கடாவு போன்ற உருவில் தேங்கி இருக்கிறது. இக்கடாவின் சரிவானது சுமார் $\frac{1}{100}$ ஆகும். வேறுபட்ட இரு காற்றுத் தொகுதிகளைப் பிரிக்கும் சரிவான வளிமுகப் பரப்பின் மீது, காற்று பலமாகவும், தீவிரமாகவும் துண்டிக்கப்படக் (wind shear) கூடும். இதன் விளைவாக, வளிமுகப் பரப்பில், அலைத்தோற்றம் ஏற்படுகிறது. அலை அசைவு பூமியின் மேற்பரப்பிலுள்ள வளிமுகப் பரப்பை அலைபோன்று அசையச் செய்கிறது (படத்தில் புள்ளிவைத்துக் காட்டப்பட்டுள்ள இடங்கள்). இவ்வாறு அலை நடுக்கத்தினுல் பாதிக்கப்பட்ட பகுதிகளில் மழையேற்படும் என்பது எடுத்துக்காட்டப்பட்டுள்ளது. மழைக்குக் காரணம், வெப்பக்காற்ருனது, குளிர்ந்த காற்றினுல் மேல்நோக்கிப் பெயர்க்கப்படுவதனுலாகும். இலேசான அலை தோன்றி, அது இயக்கமற்று, உறுதித்தன்மையதாயிருக்குமாயின், மேற்கொண்டு அதிகம் பெருக்கமடையாது. படம் 7-3b இல் காட்டப்பட்டுள்ளது போல் இருக்கும், இது வளிமுக ஓரத்தில் சிறிது தூரத்திற்கு இயங்கியபின், முடிவில் படிந்து மறைந்து விடுகிறது. காற்றலையானது படம் 7-3cஇல் காட்டப்பட்டுள்ளது போல் உறுதியற்றதாயும், அளவில் பெருக்கமடைவதாயும் இருந்தால், குறைந்த நேரத்திற்குள்ளாகவே (24 மணி நேரத்திற்குள்) தீவிர மிகுந்த சூருவளி உருவாகிறது. இக்குழப்பத்தைச் சிறிய அலைச் சூருவளி (young wave cyclone) என்று சொல்லலாம். காற்ருனது சம நிலைக்கேற்ப தன் நிலையைச் சீர் செய்துகொள்ளும்போது வளிமுகத்தில் அலைபோன்று எழும்பியுள்ள தளர்ந்த பகுதியை நோக்கித் தள்ளிக்கொண்டு இயங்குகிறது. பூமியின் சுழற்சி, சரிவு, உராய்வு ஆகிய விசைகளின் கூட்டு விளைவாக அலையின் உச்சியில் ஏற்படும் குறைந்த அழுத்தத் தொகுதியைச் சுற்றி, சூருவளிக்குரிய திமிழ்ச்சி உருவாகிறது. இந்நிலையில் வளிமுகமானது இருபிரிவுகளாகப் பிரிக்கப்பட்டு, இருவளி முகங்கள் ஏற்படுகின்றன. மேற் காற்ரேட்டங்கள் (westerlies) தென் மேற்குச் சரிவை நோக்கி இயங்கி, முன்னேக்கிக் கிழக்காகச்

சென்று, பின்வளிமுகத்தின் கிழக்குப்பகுதியை, வெப்ப வளிமுக மாக வடக்கு நோக்கித் தள்ளுகிறது. இது படத்தில் புள்ளிக ளாலும், கோடுகளாலும் குறிக்கப்பட்டுள்ளது. (A.C.) மேற்குப் பகுதி, குளிர்ந்த வளிமுகமாகத் தெற்குப் புறமாகத் தள்ளப்படு கிறது. இந்த வளிமுகங்கள் ஒவ்வொன்றும், எந்தத் திசையை நோக்கி இயங்குகிறதோ, அப்பக்கத்தில் குவிந்து காணப்படு கின்றன. படத்தைப் பார்க்கில், எழும்பியிருக்கும் பகுதியில், முன் பாகத்தில், குளிர்ந்த காற்றின்மீது வெப்பமான காற்று தள்ளிக் கொண்டு இயங்குவது தெரியும். அப்பகுதியின் பின்பக்கத்தில் குளிர்ந்த காற்றானது வெப்பமான காற்றை மேலே தள்ளுகிறது. AC என்று குறிக்கப்பட்டுள்ள வளிமுகமானது, மழைப் பொழி விற்கும், திரவமாதலுக்கும் காரணமாக உள்ள மேலெழுப்பும் ஈரமான வெப்பக்காற்று நிலவும் பகுதியாகும். விசாலமான வெப்ப வளிமுகமானது மேற்சொன்ன நிலைமைகளை எடுத்துக் காட்டும் குறிப்பாகும். AB என்று குறிக்கப்பட்டுள்ள குளிர்ந்த வளிமுக மானது, சூருவளிக்குரிய அழுத்தப்பரப்பு அதிகரிப்பதால் நன்கு நிறுவப்படுகிறது. இக்குளிர்ந்த வளிமுகத்தில் காற்று மேலெழும்பு வதுடன், வெப்பமான காற்றைக் குளிர்ந்த காற்று கீழறுக்க (undercut) முயற்சிப்பதால், குறைந்த காலத்திற்கே நீடிக்கும் தன்மையதான, ஆனால் அதிகரித்த அளவில் மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது. இவ்வாறு சூருவளி முன்னேக்கி இயங்கும்போது துருவக் காற்றுக்குரிய நிர்மலமான ஆகாயம் காணப்படுகிறது. மேற்கூறிய இருவளிமுகங்களுக்குமிடையே காணப்படும் வெப்ப மான பகுதியில் (warm sector) ஈரம், வெப்பம், மேகமூட்டம், குறைந்த மழைப்பொழிவு முதலியன நிலவுகின்றன. படம் 7-2c இல் காட்டப்பட்டுள்ள நிலைமைகளின் முன்னேற்றத்தையே படம் 7-2d குறிக்கிறது,

ஏற்கெனவே சுருளியக்கத்தையுடைய இரு காற்றோட்டங்கள், சரிவு, உராய்வு, பூமியின் சுழற்சியின் காரணமாக ஏற்படும் விலகு விசை ஆகிய விசைகள்ால் மேன்மேலும் சுழற்றப்பட்டு வளைவான பாதையை ஏற்படுத்திக் கொள்கின்றன. இதன் பயனாக காற்றலை யின் வீச்சு மேலும் அதிகமாகிறது. இந்த மாறுதல்கள் காரண மாக, காற்றலையின் மையத்தில் ஆரம்பத்திலிருந்ததைக்காட்டிலும் அழுத்தமானது 10 மில்லிபார் குறைந்து காணப்படுகிறது. இது காற்றானது மேல் மட்டங்களில் நீக்கப்படுகிறது என்பதை விளக்கு கிறது. இந்நிகழ்ச்சி தொடர்ந்து நடைபெறும்போது, இருவளி முகங்களிலும், பூமியின் மேற்பரப்பினின்றும் வெப்பக் காற்றானது இடம் பெயர்க்கப்படுகிறது. பொதுவாக, குளிர்ந்த வளிமுகமானது, வெப்பமான வளிமுகத்தைக் காட்டிலும் விரைவாக முன்னேறு

கிறது. சூருவளியானது முற்றிலும் உருப் பெறும்போது வளிமுகத்தின் வெப்பப்பகுதியானது அளவில் குறைக்கப்படுகிறது. முழு உருப்பெற்ற சூருவளியில், வெப்பப் பகுதியின் வடிவம் ஏறக்குறைய எத்தகையதாயிருக்கு மென்பதைப் படம் 7-2d விளக்குகிறது. இம் மாதிரி சமயத்தில்தான், சூருவளியின் இயங்குவேகம் அதிக பட்சமாயுள்ளது. சூருவளியானது அலை உருவிலிருந்து, சுழலாக மாறும்போது அதன் இயங்கு வேகம் குறைகிறது.

7-2e, f, ஆகிய படங்கள் சூருவளியின் உள்ளடங்கு நிலையை விளக்குகின்றன. இத்தகைய நிலைகளில், அதிக பட்சத்தீவிரம், மத்தியில் குறைந்த பட்ச அழுத்தம், அதிகபட்ச செங்குத்தான பரவல் ஆகிய பண்புகள் காணப்படுகின்றன. மேற்சொன்ன நிகழ்ச்சி தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. பின், குளிர்ந்த காற்றோட்டத்தின் குவியும் தன்மையின் பயனாக, இருவளி முகங்களும் 7-2e படத்தில் காட்டியுள்ளபடி, கிரமமாக ஒன்றையொன்று நெருங்குகின்றன. பொதுவாக, வெப்பவளிமுகத்தைக் கடந்து செல்லுமுன், குளிர்ந்த வளிமுகத்தின் இயங்கும் பாதை குறைவாயிருக்கும்போது, சூருவளியின் உள்ளடங்கலானது மையத்தில் தொடங்கி, பின் வெளிநோக்கி மேன்மேலும் நடைபெறுகிறது. குளிர்ந்த காற்றோட்டத்திற்குள், வெப்பவளிமுகமானது முழுவதும் உள்ளடக்கப்படுகிறது. பிறகு இருவளி முகங்களும் ஒன்று சேர்க்கப்பட்டு, பின்னோக்கி இயங்கக்கூடிய உள்ளடங்கிய வளிமுகம் ஏற்படுகிறது. இது படம் (7-2f இல்) விட்டு விட்டுக் குறிக்கப்பட்டுள்ள பெருக்கல் குறிகளால் காட்டப்பட்டுள்ளது. வெப்பமான காற்று எந்த தளத்தின் மீது மேலெழுப்பப்படுகிறதோ அத்தளத்திற்கு உள்ளடங்கல் தளம் ((line of occlusion) என்று பெயர். இத்தளமானது, வெப்ப வளிமுகம், குளிர்ந்த வளிமுகம் ஆகியவற்றின் செயலால் தொடரற்ற பரப்பில் ஒரு மடிப்புப் போன்றுள்ளது. இதன் பயனாக, வெப்பப் பகுதியானது, பரப்பினின்றும் துண்டிக்கப்பட்டு, உயரத்தில் நிலவுவது போன்றே காணப்படுகிறது. உள்ளடங்கல் நிகழ்ச்சியானது மேன்மேலும் தொடர்ந்து நடைபெறும் போது, வெப்பப்பகுதி மேலும் மேலும் உயரத்தில் தூக்கப்பட்டு, சூருவளியானது கீழ் மட்டங்களில், முழுவதும் குளிர்ந்த காற்றினால் சூழப்படுகிறது. பூமியின் மேற்பரப்பில், உள்ளடங்கல் ஏற்பட்டபின்னும், உயரத்தில் இயங்கும் காற்றில் வெப்பப் பகுதி ஒன்று இருந்துகொண்டுதான் இருக்கிறது. மேற்சொன்ன உள்ளடங்கல் நிகழ்ச்சி, மேல் நோக்கித் தொடருகிறது. இது நிகழும் சமயத்தில் காற்றானது முழுவதும் பண்பில் மாற்றமடைகிறது அல்லது காற்றுத் தொகுதிகள் ஒன்றோடொன்று கலக்கப்படுகின்றன. சூருவளியின் தீவிரம், கிரமமாகக் குறைந்து

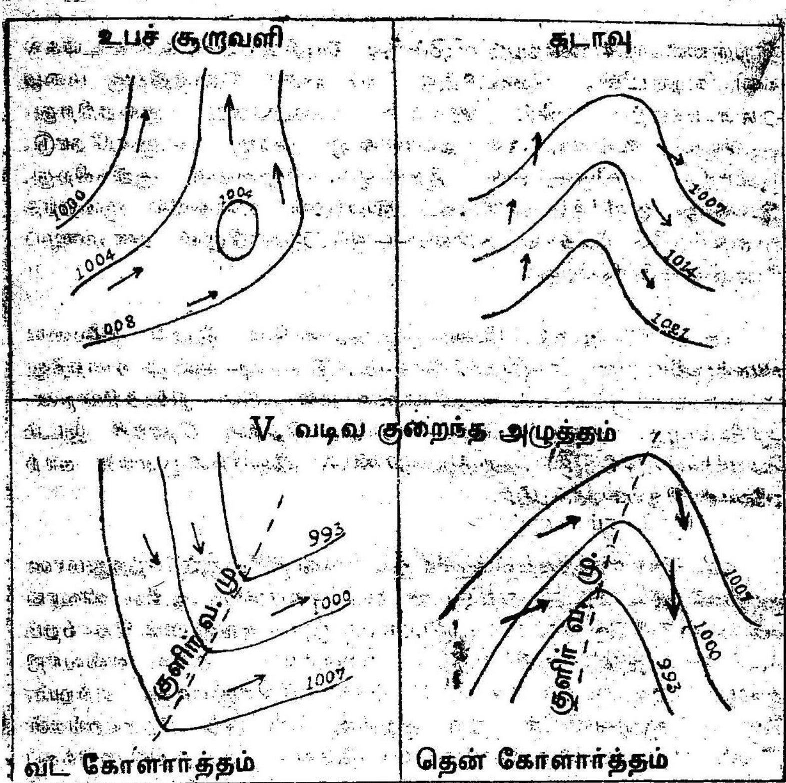


(படம் 7-3) சூருவளியின் கிடைப் படமும்
குறுக்குவெட்டுத் தோற்றங்களும்

இறுதியில் மங்கி மறைந்து விடுகிறது. மேற்பரப்பில், உள்ளடங்கல் நடைபெற்றபின், தொடர்ந்து 24 மணி நேரத்திற்கு மழை ஏற்படக்கூடும். பின் கிரமமாக மழையளவு குறைகிறது. ஆயினும், உள்ளடங்கல் தளமானது நன்கு புலனுவதோடு, குளிர்ந்த வளிமுகத்தின் இயங்கு பாதையைக் குறிக்கிறது. இவ்வாறு குளிர்ந்த வளிமுகம் இயங்கும் பாதையில் குறைந்த காலத்திற்கே நீடிக்கும் தன்மைத்தாய் இருப்பினும் கன மழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறது.

படம் (7-2g, h) இவை சூருவளியின் இறுதி நிலையை விளக்குகின்றன. வளிமுகச் செயல்பாடு யாவும் குன்றி மறைந்து படிப்படியாக மறையும் சுழல்களின் பண்புகளே நிலைக்கின்றன. இப்பொழுது, துருவ வளிமுகமானது, தெற்கு நோக்கி இடம் பெயர்க்கப்படுகிறது. தகுந்த தூண்டு விசைகளிருப்பின் காற்றலைகள் தோன்றக்கூடும்.

வட கோளார்த்தத்திற்குரியதும், நன்கு உருப்பெற்றதுமான சூருவளி அலை மற்றும் அத்துடன் கூடிய வானிலை ஆகிய விவரங்கள் படம் 7-3இல் காட்டப்பட்டுள்ளன. இச்சூருவளியின் தோற்றம் கடல் மட்டத்தில் குறிக்கப்பட்ட வானிலைப் படத்தில் எவ்வாறிருக்கும் என்பதைப் படம் (7-3a) விளக்குகிறது. மற்றும், மேற்படி சூருவளியின் இரு குறுக்கு வெட்டுத் தோற்றங்கள் (7-3b, c) படங்களில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. படத்தில் குறிக்கப்பட்டுள்ள மழைப் பரப்பானது வெப்ப வளிமுகத்திற்கு முன்னுல் விசாலமாகக் காணப்படுகிறது. குளிர்ந்த வளிமுக ஓரமாகக் காணப்படும் மழைப்பரப்பு, குறுகலாக இருக்கிறது. இருப்பினும் இங்கு ஏற்படும் மழைப்பொழிவு. வெப்ப வளிமுகத்தைச் சார்ந்த பரப்பிலேற்படுவதைக் காட்டிலும், அளவிலும், தீவிரத்திலும், அதிகமாகவே உள்ளது. படம் (7-3b இல்) A—A என்று குறிக்கப்பட்டுள்ள பகுதியானது, சூருவளியின் மையத்தினின்றும், சிறிது தூரம் வடக்கே, வளிமண்டலத்தின் குறுக்கு வெட்டுத் தோற்றத்தைக் காட்டுகிறது. இப்படம் வளி மண்டலத்தின் அமைப்பையும், அங்கு நிலவக்கூடிய காற்றோட்ட நிலைமைகளைப் பற்றியும் விளக்குகிறது. குளிர்ந்த காற்றானது பூமியின் மேற்பரப்பில் சூருவளியின் முன்புறமும், பின் புறமும் காணப்படுவதையும், வெப்பக்காற்றோட்டங்களும், முகில் தொகுதிகளும், வளிமண்டலத்தின் மேல் மட்டங்களில் காணப்படுவதையும், அதிலிருந்து மழையானது இந்தக் குளிர்காற்றைக் கடந்து விழுவதையும் மேற்கூறிய வெட்டுத் தோற்றப்படத்திலிருந்து அறியலாம். படம் (7-3c இல்) B—B என்று குறிக்கப்பட்டுள்ள பகுதியானது, சூருவளியின்



(படம் 7-4)

மையத்தினின்றும் சிறிது தூரம் தெற்கே, வளிமண்டலத்தின் செங்குத்தான குறுக்கு வெட்டுத் தோற்றம் எவ்வாறிருக்குமென்பதை விளக்குகிறது. இங்கு வெப்பக்காற்ருனது, பூமியின் மேற்பரப்பை வந்தடைகிறது. மேலும் இப்படமானது, வெப்ப குளிர்ந்த வளி முகங்களின் குறுக்கு வெட்டுத் தோற்றங்களை உள்ளபடியே காட்டுகிறது. மேற்பரப்பில், வெப்ப வளிமுகத்திற்கு முன்னுல், வெவ்வேறு வகையைச் சார்ந்த முகில் கூட்டங்களையும், இவற்றைத் தொடர்ந்து, வெப்ப வளிமுகத்திற்குரிய மழைப் பொழிவையும் இப்படத்தில் காணலாம். வெப்ப வளிமுகத்திற்குப் பின்புறத்தில் வெப்பக் காற்றையும், நிர்மலமான ஆகாயத்தையும் கொண்ட ஒரு பரப்பு உள்ளது. குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்கருகில், மேகங்கள் அதிகம் காணப்படுகின்றன. குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்கே உரிய கனமழைப் பொழிவைக் கொண்ட ஒரு குறுகிய பரப்பும்

காணப்படுகிறது, இக் குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்குப் பின்புறத்தில் காற்றுனது நிர்மலமாயும், குளிர்ந்ததாயும் உள்ளது. குளிர்ந்த வளிமுகம் கடந்து சென்ற பின் சிறிது நேரத்திற்கு மழைப்பொழிவு அடிக்கடி ஏற்படுகிறது.

மேற்கூறப்பட்ட விவாதத்தின்படி, சூருவளியானது வெவ்வேறு தன்மையதான இரு காற்றுத் தொகுதிகளைக் கொண்டதென்றும், இவ்விரண்டு காற்றோட்டங்களும் ஒரு வளிமுகத்தினுல் பிரிக்கப்பட்டுள்ளதென்றும், வளிமுகத்தில் ஏற்படும் அலை போன்ற குழப்பம் புதியதொரு சூருவளியைத் தோற்றுவிக்கிறதென்றும் அறியப்படுகிறது. சூருவளியின் தென்பகுதியிலும், கிழக்குப் பகுதியிலும் துருவத்தை நோக்கி, அயனமண்டலத்திற்குரிய ஈர வெப்பக்காற்று படர்ந்து காணப்படுகிறது. இவ்வெப்பக்காற்றைச் சூழ்ந்து மேற்புறத்திலும், வடக்கு, வடகிழக்குப் பகுதிகளிலும் துருவப் பிராந்தியத்திற்குரிய வறண்ட, குளிர்ந்தகாற்று நிலவுகிறது. காற்றுத் தொகுதிகளின் இயல்பானது அவை உற்பத்தியாகும் பிரதேசம், சூழ்நிலை ஆகிய அம்சங்களைப் பொறுத்தது. காற்றுத்தொகுதிகளை வேறுபடுத்தும் வளிமுகங்களானவை, காற்றின் இயல்பைப் பொறுத்தும், இருகாற்றுத் தொகுதிகளில் எது மேலோங்கி வலிமை மிகுந்து காணப்படுகிறதோ, அதைப் பொறுத்தும், குளிர்ந்த வளிமுகம், வெப்பவளிமுகம் என்று வகைப் படுத்தப்பட்டுள்ளன. கிழக்குநோக்கி இயங்கும் அயன மண்டலக் காற்றுக்கு முன்னுல் வெப்பக்காற்று இயங்குவது போல், குளிர்ந்த காற்றலையின் மீது வெப்பக்காற்று வலிமையுடன் இயங்கினுல் வெப்ப வளிமுகம் ஒன்று உருவாகும். அதற்குப் பதிலாக இயங்கும் குளிர்ந்த காற்று, வெப்பக் காற்றைக் கீழறுப்பதன் பயனுக வெப்பக் காற்றுனது, விசையுடன் மேலே கிளப்பப்படும்போது, குளிர்ந்த வளிமுகம் தோன்றுகிறது. இந்நிகழ்ச்சி வெப்பப்பகுதியின் பின் புறத்திலோ அல்லது மேற்குப் பக்கத்திலோ காணப்படுகிறது.

ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல் பூமியின் மேற்பரப்பில் குளிர்ந்த காற்றைக் கொண்ட படுகைகளில், காற்றின் உள்ளடங்கல் ஏற்பட்டபின்பும், இந்நிகழ்ச்சி மேல் நோக்கிப் பரவும் முறையில் அங்குள்ள வெப்பமான காற்று நீக்கப்படும் வரையில் மேல்மட்டங்களில் நிலவும் காற்றில் ஒரு வெப்பப்பகுதி இருந்து கொண்டுதானிருக்கும். பொதுவாக, வெப்ப வளிமுகத்திற்கு முன்னுல் நிலவும் குளிர்ந்த காற்றிற்கும், குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்குப் பின்னுல் நிலவும் குளிர்ந்த காற்றிற்கும் வெப்பநிலையில் வித்தியாசம் உள்ளது. உள்ளடங்கல் ஏற்படும் தளத்தில் நிலவும் காற்றின் வெப்பநிலையில் வித்தியாசம் காணப்படுகிறது. இதன் பயனுக

இருவிதமான உள்ளடங்கல் ஏற்படக்கூடும். அவை வெப்ப உள்ளடங்கல், குளிர்ந்த காற்று உள்ளடங்கல் ஆகும். உள்ள டங்கல் ஏற்படும் தளத்திற்கு முன்புள்ள காற்றுனது, அதற்கு பின்புறமுள்ள காற்றைக் காட்டிலும், குளிர்ந்த தாகவோ அல்லது வெப்பமாகவோ இருக்கும் தன்மையைப் பொறுத்து மேற்கூறிய உள்ளடங்கல் எவ்வகையைச் சார்ந்தது என்பதை நிர்ணயிக்க லாம். பல வகையைச் சார்ந்த வளிமுகங்களின் இயல்பு, பண்பு உள்ளடங்கல், வானிலை. பூகோளத் தொடர்புள்ள தல விவரங்கள் காற்றின் இயங்குதிசை ஆகிய அம்சங்களை அடிப்படையாகக் கொண்டு வளிமுகங்கள் வகைப்படுத்தப்படும், விவரங்கள் விரிவான முறையில் "காற்றுத் தொகுதிகளும், வளிமுகங்களும்" என்ற தலைப்பின்கீழ் ஆருவது இயலில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. நார்வே யைச் சார்ந்த நிபுணர்களால் இயற்றப்பட்ட மேற்கூறிய கொள்கை எண்ணற்ற வானிலைத் தொகுப்புப் படங்களால், சரிபார்க்கப்பட் டிருப்பதுடன் நடைமுறைக்குச் சரியானதா யிருந்தும்கூட இக் கொள்கையானது, சூருவளியின் உற்பத்தியைப் பற்றிய விவரங் களை முழுவதும் விளக்குவதற்கு இயலாதிருக்கிறது. கணித முறையை யொட்டியோ அல்லது பௌதிக முறையை யொட் டியோ அலைக் கொள்கையை முழுவதும் ஏற்றுக்கொள்ள முடியா திருக்கிறது. நார்வே நாட்டு வானிலை வல்லுனர்களின் கொள்கை யைச் சூருவளிகளின் தோற்றத்திற்கான கொள்கை யென்று கருதுவதைக் காட்டிலும், வானிலைப் படங்களின் ஆராய்ச்சிக்கான முறையென்று கருதுவது பொருந்தும். சூருவளி தோன்றுவதற் கான முதல் நிபந்தனை, பழமையான கொள்கையில் கூறப்பட் டுள்ளது போல் காற்றேட்டங்கள் எதிரெதிர்த் திசையில் இயங்க வேண்டும் என்பதற்குப் பதிலாக, ஒன்றுக் கொன்று செங்குத்தாக இயங்க வேண்டுமென்று ஷா (Shaw) வெளியிட்டுள்ளார். இக் கருத்து எக்ஸ்னரின் தடைக் கொள்கையுடன் (Exner barrier theory) ஒத்துள்ளது, குளிர்ந்த காற்றுத் தொகுதியானது, தெற்கு நோக்கி இயங்குகையில் ஒரு தடை போன்று நிற்பதால் சூருவளிகள் தோன்றுகின்றன என்று எக்ஸ்னர் எடுத்துக்காட்டி யுள்ளார். இக் குளிர்ந்த காற்றுத் தொகுதியின் மேற்குப்புறத்தில் எதிர்ச் சூருவளியும் கிழக்குப் பக்கத்தில் ஒரு சூருவளியும் தோன்றுகிறது.

சூருவளியானது, வளிமுக அலைகளினின்றும் ஏற்படுகிறது என்ற கொள்கையினுல் மட்டும், சூருவளிகளின் உருவாக்கத்தை முழுவதும் விளக்க முடியாது. காற்றலைகள் எவ்வாறு தொடங்கு கின்றன, அவற்றின் தோற்றத்திற்கான காரணங்கள், ஒரு குறிப் பிட்ட இடத்திலோ, குறிப்பிட்ட நேரத்திலோ ஏற்படுவது ஏன்-

ஆகிய செய்திகள் பற்றி ஒன்றுமே கூறப்படவில்லை. வளிமுகத்தில் ஏற்படும் அலைக் குழப்பங்கள் தவிர, மற்றும் இதர அம்சங்களும், புற அயன மண்டலத்தின் சூருவளியின் உருவாக்கத்திற்குக் காரண மாகின்றன. அலைகளின் தோற்றத்தைப் பற்றிக் கூறும்போது எதிரெதிர்த்திசையில் இயங்கும் இருகாற்றுத் தொகுதிகள் துண்டிக்கப்பட்டு வேறுபடும் செயலினுல் மட்டும் இவ்வலைகள் ஏற்படுவதில்லை என்றும், இவை பல்வேறு அம்சங்களின் பயனுக விளைகிறதென்றும், அவற்றில் சில முற்றிலும் பூகோள நிலைமைக ளாகுமென்பதும் குறிக்கப்பட்டுள்ளது. எடுத்துக்காட்டாக, மலை போன்ற தடைகளால் ஏற்படும் திருப்ப விளைவுகள், மற்றும் நீண்ட கடலோரங்கள் இருப்பதன் காரணத்திஞல் விளையும் உராய்வின் பயன்கள் ஆகிய இவையெல்லாம் காற்றின் இயங்கு திசையைப் பாதிப்பதுமல்லாமல், அலைகள் ஏற்படக்கூடிய அளவிற்கு காற்றின் திசையைத்திருப்பக்கூடும். இதே போலவே நிலப்பரப்பு, கடற்பரப்பு ஆகியவற்றின் வெப்ப நிலைகளுக்கிடையே உள்ள வேறுபாடுகளும், சூருவளிக்குரிய சுழற்சியை ஏற்படுத்தப் போதுமான அளவிற்குக் காற்ரேட்டங்களைத் திருப்பக்கூடும். நீரோட்டங்களினிடையே காணப்படும் வேறுபாடுகளும், காற்ரேட்டத்தின் திசையைத் திருப்பி, அலைகளை ஏற்படுத்துகின்றன.

மேற்கூறிய அம்சங்களைத் தவிர, அருகில் ஏற்படும் குழப்பங் களின் விளைவாகவும், காற்று அலைகள் தோன்றுகின்றன. மேல் காற்ரேட்டங்களில் ஏற்படும் குழப்பங்கள் அலையெழுச்சிகளை விளைவிக்கின்றன. எடுத்துக்காட்டாக, ஆர்க்டிக் வளிமுகப்பகுதி யில், துருவ வளிமுகச் சூருவளியின் உள்ளடங்கலின் விளைவாக, அடிக்கடி காற்றலைகள் ஏற்படுகின்றன. காற்றுக் குழப்பங்கள் அரிதென்று கூறுவதைவிட சர்வசாதாரணமானதொரு நிகழ்ச்சி யென்று கூறுவதே பொருந்தும். சிறப்பாக, பிரதமக் காற்றுச் சுழற்சியைப் போலவே, உபசுழற்சியும் இன்றியமையாததாக உள்ள மத்திய அட்சரேகைப் பகுதிகளில் காற்றுக் குழப்பங்கள் பொதுவான ஒரு நிகழ்ச்சியாகும். இக்காற்றுக் குழப்பங்கள், அருகிலுள்ள வளிமுகங்களில் அலையெழுச்சிகளை விளைவிக்கின்றன. வானிலைப் படங்களின் ஆராய்ச்சியின் பயனுக, பொதுவாக, பிரதமச் சூருவளிகள் அருகிலேற்படும் காற்றுக் குழப்பங்களின் தொடர்பு அறவே இல்லாமல் தோன்றுவதில்லை என்ற உண்மை தெரிய வந்துள்ளது.

எதிரெதிர்த் திசையிலியங்கும் இரு வேறுபட்ட காற்ரேட்டங் களின் துண்டிக்கப்பட்டு விலக்கப்படும் செயலினுல் ஏற்படும் காற்றலைகளின் பயனுகச் சூருவளிகள் தோன்றுகின்றன என்று

இதுகாறும் விளக்கப்பட்டது. இனி, புற அயனச் சூருவளிக்கான தோற்றத்திற்கும், வளர்ச்சிக்குமான இதர அம்சங்களைப் பற்றிக் கவனிப்போம். எல்லா வானிலை ஆராய்ச்சியாளர்களுமே, துருவ வளிமுகக் கூற்றை ஒருமுகமாக ஒப்புக்கொள்ளவில்லை என்று ஏற்கெனவே கூறப்பட்டது. இதற்குக்காரணம், அதிக உயரங்களில் நிலவும் காற்றின் வானிலை நிலைமைகளைப்பற்றித் துருவவளிமுகக் கோட்பாட்டில் விவரமாக ஏதும் விளக்கப்படவில்லை. பண்டைய துருவ வளிமுகக் கொள்கையானது செயல் முறையில் வானிலை முன்னறிவிப்புக்கு நெடுங்காலமாகப் பயன்பட்டு வந்துள்ளது. ஆனால், மேல்காற்றைப் பற்றிய விவரங்கள் அதிகம் கிடைத்ததால் இக்கொள்கையில் சில மாற்றங்கள் ஏற்படலாயின. நார்வேயைச் சார்ந்த வானிலை ஆராய்ச்சியாளர்கள் சூருவளிகள் கீழ்மட்டங்களில் உற்பத்தியாகின்றன என்பதை வலியுறுத்துகிறார்கள். ஒரு சாரார் சூருவளிகள் மேற்பரப்புக்கருகில், வளிமுக ஓரங்களில் தோன்றி, பெருக்கமடைந்து, பின்பு மேல்மட்டங்களில் காணப்படும் ,காற்று பள்ளத்துடன் இணைக்கப்படுகின்றன என்று எண்ணுகிறார்கள். மற்றும் இதர சிலர் எல்லாக் குழப்பங்களுமே வளிமண்டலத்தின் மேல் மட்டங்களில்தான் தோன்றுகின்றன என்றும், மேற்பரப்பில் காணப்படும் சூருவளியானது, மேற்கூறப்பட்ட குழப்பங்கள் கீழ்நோக்கிப் படருவதினால் கீழ்மட்டங்களில் ஏற்படுகிறதென்றும் நம்புகிறார்கள். மேற்சொன்ன வெவ்வேறு நிகழ்ச்சிகளாகக் கருதப்பட்ட இரண்டும் ஒன்றாகத் தோன்றுகிறது போலும். இன்று வளிமண்டலத்தின் வெவ்வேறு பகுதிகளில் அதாவது தரையிலிருந்து ஸ்ட்ராடோஸ்ஃபியரின் மேற்பகுதி வரையுள்ள எல்லா மண்டலங்களிலுமே வானிலை நிலைமைகளின் ஒன்றறக் கலத்தல் அறியப்பட்டிருப்பதோடு, இவை வானிலை முன்னறிவிப்புக்குப் பயன் படுத்தப்படுகின்றன. இருந்தாலும் மனிதன் வானவெளியில் ஆராய்ந்து பார்த்த பின்னும் வளிமண்டலத்தின் மேல் உயரங்களில் ஏற்படும் உண்மை விளைவுகளைப்பற்றி ஏதும் அறியப்படவில்லை.

மேல் காற்றில், குறைந்த அழுத்த மண்டலமானது வளிமுகத்துடன் ஏறக்குறைய 90° கோணத்தை உண்டு பண்ணும்போது ஒரு முக்கியமான நிகழ்ச்சி ஏற்படுகிறதென்று வானிலை ஆராய்ச்சியாளர்கள் அனுபவ பூர்வமாக அறிந்துள்ளனர். உயரத்திலுள்ள அழுத்தப் பள்ளமானது, மேற்பரப்பு வளிமுகத்திற்கு நேர் செங்குத்தாக, அதன்மேல் பக்க வாட்டு அலைவை ஏற்படுத்துகிறது. வட கோளார்த்தத்தில் நிலவும், முற்றிலும் உருவானதும், காற்றுச் சூழல்களைக் கொண்டதுமான புற அயனச் சூருவளியானது, மேல்

இறங்குவதனால் ஒரு சுழலுண்டாகிக் குறைந்த அழுத்தம் தோன்றுவது மற்றொரு வகையாகும். இந்தச் சுழலே சூருவளிக்குரிய சுழற்சியாகப் பெருக்கமடைகிறது. இத்தகைய சூருவளிகளின் தோற்றத்திற்கு வளிமுகங்கள் இன்றியமையாதவையல்ல.

இறுதியாக காற்று மேலெழும்பும் பிரதேசங்களான திரண் கார்முகில் காணப்படும் இடங்களில், விலகு விசையின் பயனாகச் சூருவளிக்குரிய சுழற்சி ஏற்படுத்தப்படுகிறது. உறுதியற்ற துருவக் காற்றின் பயனாகவும் சூருவளிகள் தோன்றுகின்றன. இவை சிறியவையாயிருப்பதோடு, குறுகிய காலத்திற்கே நிலைக்கின்றன. இவை குழப்பமான குளிர்ந்த தூறலோடு கூடிய வானிலையுடன் காணப்படுகின்றன.

புற அயனச் சூருவளியின் தோற்றம், உருவாக்கம் ஆகியவற்றை விவரிக்கும் கொள்கைகளைப்பற்றி இதுகாறும் பார்த்தோம். அத்தகைய புறஅயனச் சூருவளிகளின் தன்மை, பரவல், உருவம், இயங்கும் திசை, இயங்கும் வேகம், வெப்ப நிலை, அழுத்தம், காற்றோட்டங்கள், மழைப்பொழிவு மற்றும் பொதுவாகக் காணக்கூடிய வானிலை ஆகிய பண்புகளைப்பற்றி விவரமாகக் கீழ்வரும் பத்திகளில் கொடுக்கப்பட்டிருக்கிறது.

புறஅயனச் சூருவளிகளின் இயல்பு, தோற்றம், உருவம் மற்றும் தோன்றும் இடம்

சூருவளிகள் என்பன, வானிலைப்படத்தில் காணப்படுவது போல், மத்தியில் குறைந்த அழுத்தத்தையும், சுற்றிலும் வட்ட வட்டமாகச் சம அழுத்தக்கோடுகளையும் கொண்ட குறைந்த அழுத்தப்பகுதிகள் என முன்னர் கூறப்பட்டது. காற்றோட்டங்கள் எப்போதும் மையத்தைநோக்கியே ஈர்க்கப்படுவதோடு, வடகோளார்த்தத்தில் இடஞ்சுழியாகவும், தென்கோளார்த்தத்தில் வலஞ்சுழியாகவும், இயங்குகின்றன. இச்சூருவளி, பொதுவாக, முகில்களோடும், மழைப் பொழிவோடும் கூடிக் காணப்படுகின்றன. இச் சூருவளிகளில் முன்பகுதி, பின்பகுதியைக் காட்டிலும் வெப்பமிகுந்திருப்பதால் பின்பாதியிலேற்படும் மழைப் பொழிவைக் காட்டிலும் முன்புறத்தில் மழை மிகுதியாக இருக்கும். சூருவளியின் முன்பகுதியில் நிலவும் காற்றானது நெருக்கமாகவும், மப்பாகவும் உள்ளது. பின்பகுதியிலோ இதற்கு நேர்மாறாகத் தெளிவாயும், அடர்வற்றும் காணப்படுகிறது. (படம் 7-1a, b).

சூருவளிகளில் சம அழுத்தக்கோடுகள் பொதுமையத்தைச் சுற்றி, சுழன்று சுழன்று காணப்பட்ட போதிலும், அவை பொது

உருவத்தில் வேறுபடுகின்றன. ஏறக்குறைய வட்டங்களிலிருந்து, நீள்வட்ட வடிவம் வரை வெவ்வேறு உருவில் உள்ளன. இவற்றின் குறுகியமுனை பூமத்தியரேகையை நோக்கியும், நெடு அச்சானது வடகிழக்கிலிருந்தும் தென்மேற்குத்திசையாக அமைந்தும் காணப்படுகிறது. இத்தகைய நீள்வட்ட வடிவையுடைய சூறாவளிகள் ஒரு முனையில் மிகவும் குறுகலாக இருப்பதால், "V" போன்று காணப்படுகின்றன. சிலநேரங்களில் இவை அகன்று, ஆழமற்றுக் காணப்படுவதால் இவற்றைக் குறைந்த அழுத்த நீள்பள்ளம் என்று கூறுவதுண்டு. அதிக அளவிற்கு இவை நீட்சியடைந்தால், சூறாவளிக்குரிய சில பண்புகளை இழக்கின்றனர். முழு வளர்ச்சி பெற்ற வளிமுகங்களைக் கொண்ட சூறாவளிகள் பெரும்பாலும் கூரற்ற 'V' வடிவைக் கொண்டவையாக இருக்கும்.

சூறாவளியின் பகுதிகள்

அடுத்தடுத்துத் தொடர்ச்சியாக அமைந்துள்ள குறைந்தபட்ச அழுத்த மையங்களை இணைக்கும் கோடே சூறாவளியின் மையப் பாதை எனப்படும். இக்கோட்டிற்குச் செங்குத்தாக, மையத்தின் வழியாகக் கடந்து செல்லுமாறு ஒருகோடு வரையப்பட்டால், அதுவே சூறாவளியின் குறைந்த அழுத்தப்பகுதி எனப்படும். இக்குறைந்த அழுத்தப்பகுதியின் முன்னுள்ள பாகத்தை முற்பகுதியென்றும், பின்பாகத்தைப் பிற்பகுதி என்றும் குறிப்பிடுகிறார்கள். இவ்விரண்டு பகுதிகளும் மேலும் இரு சிறு பகுதிகளாகப் பிரிக்கப்பட்டு, முன் வலப்பகுதி, முன் இடப்பகுதி, பின் வலப்பகுதி பின் இடப்பகுதி என வழங்கப்படுகின்றன. சூறாவளியின் மையப்பாதையே இப்பகுதிகளைப் பிரிக்கும் கோடாக அமைகிறது. இவ்வாறாகச் சூறாவளி நான்கு பகுதிகளாகப் பிரிக்கப்பட்டிருக்கிறது. இந் நான்கு பகுதியிலும் வெவ்வேறு விதமான வானிலை நிலவுகிறது. (படம் 7-1-a, b)

சூறாவளியின் பரவல்

சூறாவளிகள் அளவில் பெரிதும் வேறுபட்டபோதிலும், நடுத்தர அளவுள்ள சூறாவளியின் விட்டம் சுமார் 1,000 மைல்கள் இருக்கும். இவை தீவிரமிக்கதாயில்லாமல் விசாலமாக உள்ளன. சில வேளைகளில் இந்தச் சூறாவளிகள் ஏறக்குறைய பத்து லக்ஷம் சதுரமைல்கள் பரப்பளவுக்குப் பரந்து கிடப்பதுண்டு. ஆனால் இவற்றில் பெரும்பாலானவை அளவில் சிறியவையாகும். இவற்றின் விட்டம் 100 மைல்கள் மட்டுமே இருக்கும். வேறு சில 2,000 மைல்கள் அளவிற்குப் பரந்து காணக்கூடும். ட்ரோபோஸ்ஃபியரின் உயரம் 5 அல்லது 6 மைல்களேயாதலால்,

சூருவளியின் பக்கப்பரவலோடு ஒப்பிடுகையில் அதன் உயரம் மிகக் குறைவாகும். சுமார் 6 அல்லது 7 மைல் உயரம் பரவி யுள்ள சூருவளியின் விட்டம் உயரத்தைப்போல் 100 மடங்கு பெரிதாக இருக்கும். நீள் வட்டமாயுள்ள சூருவளியின் நெடு அச்சானது வடகிழக்கிலிருந்து தென்மேற்காக இருக்கும். பொது வாக, இதன் நீளம் குறுக்கு அச்சைப்போல் அதாவது வடமேற்கி லிருந்து, தென்கிழக்காக அமைந்துள்ள அச்சைவிட ஏறக்குறைய இருமடங்காகும். குளிர்காலத்திற்கே உரிய, நன்கு உருவாகிய சூருவளியின் நெடு அளவும் குறுக்கு விட்டமும் முறையே 1200, 650 மைல்களாகும்.

அழுத்தப் பரவல்

சூருவளியில் மிகக்குறைந்த அழுத்தம் நிலவும் ஒரு குறிப் பிட்ட சிறிய பரப்பைக் காணமுடியுமென ஏற்கெனவே கூறப் பட்டது. இந்தப் பரப்பிலிருந்து சூருவளியின் வெளியோரங்களை நோக்கி எல்லாத் திசைகளிலும் அழுத்தம் அதிகரிக்கிறது. இவ் வழுத்த அதிகரிப்பானது எல்லாத் திக்குகளிலும் சமமாக இருப்ப தில்லை. இத்தகைய சூருவளிகளில், அதிக அழுத்தம், குறைந்த அழுத்தம் என்று குறிப்பிடுவதெல்லாம் ஒப்பளவிலேயேயன்றி, திட்டமாகக் குறிப்பிட்டுக் கூறப்பட இயலாது. அதாவது குறைந்த அழுத்தங்களையும், அதிக அழுத்தங்களையும் பிரிப்பதற்கு அழுத்த அளவில் திட்டமான வரையறை ஏதும் கிடையாது. வெளியோ ரங்களுக்களுக்கும், மையத்துக்குமிடையேயுள்ள அழுத்த வேறு பாடு பொதுவாக 10 முதல் 20 மில்லிபார்கள் வரை இருக்கும். குளிர்காலத்தில் நன்கு பெருக்கமடைந்ததான சூருவளியில் மேற் கூறிய அழுத்தவேறுபாடு 35 மில்லிபார்கள் வரைகூட இருக்கும். மிதவெப்ப அட்சரேகைகளில் சூருவளி மையத்தில் அழுத்த மானது 955 மில்லிபார்களுக்குக்கீழ் குறைவதரிது. சில சமயங் களில், வருடத்தில் ஓரிரு முறைகள் அழுத்தமானது மேற்சொன்ன அளவுக்கும் கீழ் தாழ்வதுண்டு. சூருவளியில் குறைந்த அழுத்த மையமானது இடம் பெயருவதால் அதற்கேற்ப அழுத்தமும் மாறு படுகிறது. இது, குறைந்த அழுத்தப்பகுதியானது முழுவதும் இடம்பெயருவதோடு நில்லாமல், சூருவளியில் அழுத்தப்பரவலும் தொடர்ந்து, அவ்வப்போது மாறுபடுகிறது என்பதைக் காட்டு கிறது. மையத்தில் அழுத்தம் குறையக் குறையச் சூருவளி வலு வடைவதாகக் கூறலாம். மையத்தில் அழுத்தம் அதிகரிக்கும் போது சூருவளியின் தீவிரம் குறைகிறது. சூருவளியின் தீவிர மானது சம அழுத்தக்கோடுகளின் நெருக்கமான அமைப்பைப் பெற்றுள்ளது. இது, சூருவளியின்மையத்தில் நிலவும் அழுத்தத்

திற்கும் வெளியோரங்களில் காணப்படும் அழுத்தத்திற்கும் இடையேயுள்ள வேறுபாட்டை, மையத்திற்கும், வெளியோரத்திற்கும் இடையே உள்ள தூரத்தால் வகுப்பதினால் நிருவப்படுகிறது.

சூருவளியின் எல்லாப் பகுதிகளிலும் அதன் தீவிரம் ஒரே மாதிரி இருப்பதில்லை. முற்பகுதியில் சம அழுத்தக்கோடுகள் நெருக்கமாக அமைந்திருப்பதால் அதன்தீவிரம் முன்புறத்தில் அதிகமாகும். மிகுந்த அழுத்தசரிவுள்ள சூருவளிகள் கோடைக் காலத்தைவிடக் குளிர்காலத்தில்தான் அதிகம் காணப்படுகின்றன. வெப்ப நாட்களைக் காட்டிலும் குளிர்காலத்தில் வானிலையில் அவ்வப்போது அதிக வேறுபாடுகள் காணப்படுவதற்கு மேற்கூறியதே காரணமாகும்.

காற்றோட்டங்கள்

சூருவளிகள் என்பன குறைந்த அழுத்தப் புயல்களாகையால், குறைவான அழுத்தம் நிலவும் மையத்தை நோக்கிக் காற்றோட்டங்கள் குவிகின்றன. பொதுவாக இவை மிதமான வேகத்தில் இயங்குபவையாகும். உள்நோக்கியும், மையத்தைச் சுற்றியும் இயங்கும் மேற்பரப்புக் காற்றோட்டங்கள், பூமியின் சுழற்சியால் திசை விலக்கமடைந்து, சம அழுத்தக் கோடுகளோடு 20° முதல் 40° வரை கோணத்தை ஏற்படுத்துகின்றன. இக்காற்றோட்டங்கள் வடகோளார்த்தத்தில் இடஞ்சுழியாகவும் தென்கோளார்த்தத்தில் வலஞ்சுழியாகவும் இயங்குகின்றன. இவ்வியக்கத்திற்குச் ''சூருவளிக் காற்றுச் சுழற்சி'' என்று பெயர். வடகோளார்த்தத்தில் இவ்வியக்கத்தின் பயனாகச் சூருவளியின் மையத்திற்குத் தெற்கு, கிழக்குப் பகுதிகள் வெப்பமாயும், இங்கு வீசும் காற்று தெற்குத் திசையினின்று வருவதாகவும் உள்ளது. மையத்தின் வடக்கு மேற்குப் பகுதிகளில் குளிர்ச்சி நிலவுகிறது. இங்கு நிலவும் காற்றோட்டங்கள், கிழக்கு, வடக்கு, அல்லது வடமேற்குத் திசைகளிலிருந்து வீசுகின்றன.

மித வெப்பமண்டலச் சூருவளிகள், அயன மண்டலச் சூருவளிகளான டார்னடோ, ஹரிகேன், மற்றுமுள்ள புயல்களைப் போலன்றி, வலிமைமிக்கதாகவோ அல்லது நாசத்தை விளைவிக்கும் தன்மையதாகவோ இல்லை. சிற்சில சமயங்களில் குளிர்காலத்தில் மித வெப்பமண்டலச் சூருவளிகளும், எதிர்ச் சூருவளிகளும் வலிமை மிக்க காற்றோட்டங்களைக் கொண்டனவாயிருக்கும். இருப்பினும் அயனமண்டலச் சூருவளிகளைப் போன்று அவ்வளவு நாசத்தை விளைவிக்கக் கூடியதல்ல. சுருங்கச் சொல்லின், மித வெப்பமண்டலச் சூருவளிகளுடன் கூடிய காற்றோட்டங்கள்

அபாயமற்றவை. இத்தகைய சூருவளிகளில் ஒருங்கே குவியும் காற்ரேட்டங்கள் மேலெழும்பி, மேலுயரங்களில் பக்கவாட்டில் பரவிவிடுவதன் மூலம் தப்பிவிடுகின்றன. இத்தகைய காற்றின் மேலெழுப்பமானது இடியுடன் கூடிய புயல்களில் ஏற்படுவது போல் தீவிரமாயின்றி மெதுவாகவே நடைபெறுகிறது. காற்றானது மேலெழும்புகையில், தொடர்பற்ற பரப்பின் வழியாக மெதுவாக மேலே கிளப்பப்படுகிறது. இதன் விளைவாக, காற்றின் செங்குத்து வெப்பச்சலனத்துடன்கூடிக் காணப்படும் திரண் முகில் அல்லாமல், தட்டையான தகடுபோன்ற முகில்களே காணப்படுகின்றன. விலகுவிசை மற்றும் மேற் பரப்பில் உராய்வு விசை இவற்றின் பயனாக விளையும் சூருவளி காற்றுச் சுழற்சியைச் "சுழலியக்கம்" எனக்கூறுவது சாலப் பொருந்தும். இச்சுழற்சியில், குறைந்த அழுத்த மையத்தை நோக்கிச் சாய்வாகக் காற்ரேட்டங்கள் சுழல் சுழலாக இயங்குகின்றன. இது, சிறப்பாக சுமார் ஒரு கிலோ மீட்டர் அளவுள்ள உராய்வு தளத்திற்கே உரிய பண்பாகும்.

முன் விவரிக்கப்பட்ட காற்றுச் சுழற்சியானது எல்லா மட்டங் களிலும் காணப்படுவதில்லை. இதற்குக் காரணம் புனல் வடிவச் சுழலில் விலகு விசையானது வெவ்வேறு பகுதிகளில் வெவ்வேறு இருப்பதேயாகும். இச்சுழலின் வடபகுதியிலிருப்பதைக் காட் டிலும், தென்பகுதியில் காற்ரேட்டங்கள் வலிமை மிக்கதாயிருக் கும். இதன் விளைவாக சூருவளியில் மேற்குப் பகுதியிலிருந்து, கிழக்குப் பகுதிக்கு, நெடு இயக்கத்தில் காற்று மாற்றம் ஏற்படுவ தில்லை. உராய்வுத் தளத்திற்குமேல் பக்கவாட்டில் காற்றுக் குவித லேற்பட்டு சூருவளிமையத்தின் கிழக்குப் புறத்தில் காற்றானது மேலெழுப்பப்படுகிறது. மையத்தின் மேற்குப் புறத்தில், காற்று விரிந்து படருகிறது. இது தவிர, மேற்பரப்பில் காற்றுச் சுழற்சி யானது மேலும் பல மாறுபாடுகளுக்குள்ளாகிறது. வானிலைப் படத்தில் காணப்படுவதுபோல் சூருவளியானது நிலையானதொரு காற்றுத் தொகுதியல்லாமல், உண்மையில் அது இயங்குவதாகும். வெவ்வேறு வெப்பநிலையில் உள்ளவையும் அடர்த்தியில் வேறு படுவனவாயுமுள்ள காற்ரேட்டங்கள், சுழலின் வட, தென் பாகங் களில் உள்நோக்கி ஈர்க்கப்படுகின்றன. குவியும் காற்ரேட்டத் தொகுதியானது மேலோங்கி நன்கு தெரியப்பட்ட போதிலும், காற்ரேட்டங்கள் உள்நோக்கிச் சுழன்று சுழன்றியங்கும்போது மாறுபடுகின்றன. இந்தச் சுழலில், முற்றிலும் வேறுபட்ட தன்மை யதான இருவளிப்பகுதிகள் அதாவது, தென்பகுதியில் அயன மண்டலம் அல்லது உப அயன மண்டலத்துக்குரியதும், துரு வத்தை நோக்கி இயங்குவதுமான வெப்பக்காற்றும், வடக்கு, மேற்கு, வடகிழக்கு ஆகிய பகுதிகளில், பூமத்திய ரேகையை

நோக்கி இயங்கும், துருவப் பிராந்தியத்திற்குரிய குளிர்ந்த காற்றும் நிலவுகின்றன என்று அறியப்பட்டுள்ளது. குளிர்ந்த காற்றானது, வெப்ப வளிமுகத்தின் வழியாக, இயங்கும் சூறாவளியினுட்புகுந்து, மையத்தைச் சுற்றி இயங்கிப் பின் தெற்கு நோக்கித் திருப்ப மடைந்து குளிர்ந்த வளிமுகத்தைத் தாக்குகிறது. குளிர்ந்த துருவக்காற்றானது வடமேற்குப் புறமாகவும், வெப்பக்காற்றானது தென்மேற்கிலிருந்தும் சூறாவளியினுள் நுழைகின்றன. வெப்பக் காற்றானது, வெப்பவளிமுகத்தை யடைந்ததும், பின்னோக்கித் திருப்பப்பட்டதும், மாற்றமடைந்துள்ளதுமான துருவக் காற்றோட்டத்தின்மீது இயங்குகிறது. சூறாவளியின் மையத்தில் காற்று வந்து குவிதலின் பயனாக, மையத்திற்கு முற்பகுதியில், கிழக்குத் திசையிலிருந்து காற்று வீசுகிறது. சூறாவளியின் வடகிழக்குப் பகுதியில், வடகிழக்குத் திசையிலிருந்தும் தென்கிழக்குப் பகுதியில் தென்கிழக்கிலிருந்தும் காற்று வீசுகிறது. சூறாவளியின் முன்பகுதியில் இயங்கும் கீழ்க்காற்றானது, வெப்ப வளிமுகத்தின் இயங்கு திசையைப் பொறுத்து, துருவத்திற்குரியதாகவோ, அயன மண்டலத்திற்குரியதாகவோ இருக்கும். இந்தக் கீழ்க்காற்றோட்டங்களானவை, இவற்றுடன் கூடியுள்ள மேற்காற்றோட்டங்களுக்கு நேரெதிர்த்திசையில் இயங்குகின்றன. மேலும் இவை சூறாவளி இயங்கும் திசைக்கு நேரெதிராக இயங்குகின்றன. எடுத்துக்காட்டாகச் சூறாவளியானது மேற்கிலிருந்து கிழக்காக இயங்கும்போது, சூறாவளியின் முன் பக்கத்தில் நிலவும் கீழ்க்காற்றோட்டங்கள் கிழக்கிலிருந்து மேற்காக இயங்கும். ஆகவே சூறாவளியானது, மேற்காற்றோட்டங்களில் எற்படும் காற்றுச்சுழலாகும் என்பதே இதன் முக்கிய பண்பாகும். சூறாவளியென்பது முற்றிலும் வேறுபட்ட, ஒன்றுக்கொன்று நேர்மாறான பண்புகளையுடைய இரு காற்றோட்டத் தொகுதிகள் கூடுமிடமாகும் என்பது இதனால் அறியப்படுகிறது. சூறாவளியின் கிழக்குப் பகுதியிலும், மேற்குப்பகுதியிலும் வளிப்பகுதிகளுக்கும், காற்றோட்டங்களுக்குமிடையேயுள்ள வேறுபாடானது, சூறாவளியில் காணும் முகில், மழைப்பொழிவு இவற்றின் பரவலை அறிவதில் பெரிதும் உதவுகிறது. சூறாவளியின் முன்னால் நாம் நின்றால், பொதுவாகக் கீழ்த்திசையிலிருந்து காற்று வீசுவதை உணரலாம். மையப்பகுதி கடந்து சென்றபின், சூறாவளியின் மேற்குப் புறத்திலோ அல்லது பின்பாதியிலோ நாம் இருப்பதை உணருவதோடு, காற்றோட்டங்களும் மேற்குத் திசையில் திரும்புவதை அறியலாம். ஆகவே கீழ்க் காற்றோட்டங்களானவை. மழைப்பொழிவு, மேகமூட்டம் ஆகியவற்றுடன் கூடிய புயலின் வருகையை அறிவிப்பதாகும். மேற்காற்றோட்டங்களோவெனில், புயலின் பின்னோக்கிய இயக்கத்தையும், தெளிவான வானிலையையும் அறிவிக்கிறது. கிழக்கிலிருந்து மேற்காக

ஏற்படும் திருப்பமானது, பெரும்பாலான சூறாவளிகளில் நிதான மாகவே நடைபெறுகிறது. ஆனால் 'V' வடிவப்பள்ளத்தில் திடீ ரென்று காற்றின் திசைத் திருப்பம் வேகமாக நடைபெறுகிறது. சூறாவளியின் மையமானது, நாம் நின்று கொண்டிருக்கும் இடத் திற்கு வடக்குப் பகுதியிலிருந்தால், அதாவது சூறாவளியின் தெற்குப்பகுதியில் நாம் இருந்தால், தொடர்ச்சியாக அடுத்தடுத்து வீசும் காற்றோட்டங்களானவை தென்கிழக்கிலிருந்தும், தென் மேற்கிலிருந்தும், இறுதியாக மேற்கு, வடமேற்கு ஆகிய திசை களிலிருந்தும் ஏற்படுகின்றன என்பதை அறியலாம். இவற்றுக்கு "திசைமாறும் காற்றோட்டங்கள்" (Veering Windshift) எனப் பெயர், கடந்து செல்லும் சூறாவளியின் மையத்துக்கு வடக்கு நோக்கி நாம் நின்றால், சூறாவளியின் வடக்குப் பகுதியில் இருப்ப தோடு, வடகிழக்கு, வடக்கு ஆகிய திசைகளிலிருந்தும் முடிவில் வடமேற்கிலிருந்தும் காற்றோட்டங்கள் இயங்குவதை உணரலாம். இதற்குப் "பின் நோக்கிய காற்றுப் பெயர்ச்சி (Backing Windshift)" என்று பெயர். வெப்பதட்ப நிலையைத் தீர்மானிப்பதில் மேற்கூறிய இரு, காற்றோட்டங்களும் முக்கிய பங்கு கொண்டுள்ளன. திசை மாறும் காற்றோட்டத்தில், அயன மண்டலக் காற்றும், பின் னோக்கிய காற்றோட்ட த்தில் துருவப் பிராந்தியத்திற்குரிய குளிர்ந்த காற்றும் காணப்படுகின்றன. ஆகவே திசைமாறும் காற்றோட் டங்களுடன் கூடிய சூறாவளியில், பூமத்தியரேகையை நோக்கி யிருக்கும் பகுதியில், துருவத்தை நோக்கியுள்ள பகுதிகளைக் காட் டிலும், வெப்பம் மிகுந்திருப்பதோடு. வெப்பச் சலனம், திரண் முகில்கள் ஆகிய எல்லாமுமே அதிக அளவில் காணப்படுகின்றன. பின்னோக்கிய காற்றோட்டங்கள் நிலவும் பகுதிகள், வானிலை தெளி வாகவும் வெப்பநிலை தாழ்வாகவும் தொடர்ச்சியான முகில் படு கைகள் கொண்டதாகவும் உள்ளன. இதனால் பொதுவாகக் குளிர் காலத்தில், பனிப்பொழிவு ஏற்பட ஏதுவாகிறது.

வெப்ப நிலை :—சூறாவளிகள், அதிகவெப்பநிலை காணப்படும் பகுதிகளென்பது எல்லாக் காலங்களுக்கும் பொருந்தாது. காற் றோட்டங்களின் தன்மை, பருவகாலம், காற்றின் ஈரப்பதன், மற்றும் மேகமூட்டம் ஆகிய பல்வேறு அம்சங்களைப் பொறுத்து சூறா வளியில் நிலவக்கூடிய வெப்பநிலை மாறுபடுகிறது. சூறாவளியில் ஏற்படும் வெப்பமானது கிடை இயக்கத்தினாலும், பூமியின் மேற் பரப்பில் ஏற்படும் வெப்பமாற்றத்தினாலும் உண்டாகிறது.

மேகமூட்டம், மழை இவற்றுடன் கூடிய நன்கு பெருக்க மடைந்த, பரந்த சூறாவளியானது, குளிர்காலத்தில் பொதுவாக நிலவும் சராசரி வெப்பநிலையைக் காட்டிலும் சற்று அதிகமாயும்,

கோடைக்காலத்தில் சராசரி வெப்ப நிலையைக் காட்டிலும் குறைவாயுமுள்ள வெப்பநிலையை விளைவிக்கிறது. சூருவளியின் ஒவ்வொரு பகுதியிலுமே அங்கு நிலவும் வளிப்பகுதிகளைப் பொறுத்து, வெப்பநிலையில் வேறுபாடு காணப்படுகிறது. சூருவளியின் தெற்கு, தென்கிழக்குப் பகுதிகள், அதன் வடக்கு மற்றும் மேற்குப் பகுதிகளைக் காட்டிலும் வெப்பம் மிகுந்ததாய்க் காணப்படுகின்றன. தெற்கு, தென்கிழக்குப் பகுதிகளில் நிலவும் காற்றோட்டங்கள் அயன மண்டலத்திற்குரியவையாகவும், வடக்கு. மேற்குப் பகுதிகளில் துருவப் பிராந்தியத்திற்குரியவையாகவும் நிலவுகின்றன. சூருவளியில் காணப்படும் சமவெப்பக் கோடுகள் பொதுவாகக் காணப்படுவதுபோல் கிழக்கிலிருந்து மேற்காக அல்லாமல் வடக்கு, வடகிழக்குப் பகுதிகளிலிருந்தும் தெற்கு, தென்மேற்கு ஆகிய திசைகளை நோக்கி உள்ளன. இதற்குக் காரணம் சூருவளிக்கு முன்புறத்தில் தெற்கிலிருந்து இயங்கும் வெப்பவளிப் பகுதியானது சமவெப்பக் கோடுகளைத் துருவத்தை நோக்கியும், பின்புறத்திலுள்ள குளிர்ந்த காற்றுத் தொகுதியைச் சார்ந்த வடமேற்குக் காற்றோட்டங்கள் அவற்றைப் பூமத்திய ரேகையை நோக்கியும் தள்ளுவதேயாகும். சூருவளிமையத்திற்குக் கிழக்கிலும் வடக்கிலும் நிலவும் காற்றுத் தொகுதி துருவப் பிராந்தியத்திற்குரிய பண்பைக் கொண்டதாயினும், சூருவளியின் பின்புறத்தில் காணப்படும் துருவக் காற்றோட்டத்தைப்போல் அவ்வளவு தீவிரமிக்கதாய் இல்லை. ஆயினும் அயன மண்டலக் காற்றைவிடக் குளிர்ந்ததாக உள்ளது. இங்கு பெரும்பாலும் சமவெப்பக்கோடுகள் கிழக்கிலிருந்து மேற்காகவே செல்லுகின்றன.

சூருவளியில் காணப்படும் சக்தி

ஒவ்வொரு சூருவளியிலும் அதிகப்படியான இயக்க சக்தி உள்ளது. சூருவளி உற்பத்தியாகி, வளர்ச்சியடைந்து அது மறையும் வரையில் அதில் இந்த இயக்க சக்தியானது போதுமான அளவில் அதிகரிக்கிறது. இச்சக்தி பல மூலங்களிலிருந்து சேகரிக்கப்படுகிறது. மர்கியூல்ஸின் ஆராய்ச்சிப்படி புற அயனச் சூருவளியில் காணப்படும் சக்தியின் பிரதானமான மூலாதாரம் யாதெனில், கிடையாகப் பரவியிருக்கும் காற்றுத் தொகுதியின் நிலைச்சக்தியேயாகும். இயக்க சக்தி உண்டாவதற்கு வளிமுகப் பிராந்தியம் அனுகூலமான இடமாகும். இவ்வளிமுகப் பிராந்தியத்தில் கிடையாகப் பரவியுள்ள காற்றுத் தொகுதியிலுள்ள நிலைச்சக்தியானது, ஒரே சமயத்தில் குளிர்காற்று கீழிறங்குவதாலும், வெப்பக்காற்று மேலெழும்புவதாலும் இயக்க சக்தியாக மாற்றப்படுகிறது. வளிமுகத்தின் இருபுறத்திலும் முன்னமேயே இருந்த காற்றோட்டத்தின் இயக்க சக்தி சூருவளியின் சக்திக்கு இன்னொரு

மூலாதாரமாகும். இங்கு இச் சக்தியானது ஆரம்பத்திலேயே செங்குத்து இடப்பெயர்ச்சியை ஏற்படுத்துவதால் அதிகப்படியான இயக்க சக்தி வெளியிடப்படுகிறது. இச் சக்திக்கு மற்றொரு மூலாதாரம் திரவமாதலின் உள்ளுறை வெப்பமாகும். இம் மூலாதாரமானது, அதிக வெப்பமும், ஈரக்காற்றும் கொண்டுள்ள சூறாவளியில், மற்ற மூலாதாரங்களைவிட முக்கியமானதல்லவெனினும் இதுவும் முக்கியமானதே. ஆனால் மேற்சொன்ன மூலாதாரமே, அயன மண்டலச் சூறாவளிகளின் சக்திக்கு மிகவும் முக்கியமானதாகும்.

சூறாவளியில் முகில்களின் பரவல்

பொதுவாக சூறாவளி முழுவதுமே கீற்று முகில்கள் வகையைச் சார்ந்த முகில்கள் சூழ்ந்துள்ளன. சிறப்பாக, இத்தகைய முகில்கள் சூறாவளியின் முன்பகுதி யோரத்தில் காணப்படுன்கின்றன. இவை சூறாவளியின் வருகையை முன் கூட்டி அறிவிக்கின்றன. அழுத்தத்திலோ, அல்லது மேற்பரப்புக் காற்றோட்டங்களின் திசையிலோ மாற்றமேற்படுமுன்னமேயே, கீற்று முகிலானது, சூறாவளியின் வருகையை முன்னறிவிக்கிறது. இம் முகில்களைத் தொடர்ந்து, ஆகாய முழுவதையும், கீற்றுப்படை முகில்கள் ஒரு போர்வைபோன்று ஆக்கிரமித்துக் கொள்கின்றன. இதன்பின்பு, சூறாவளியின் வருகையையொட்டி, உயர்படை முகில்கள் ஆகாயத்தில் பரவிக் காணப்படுகின்றன. கீற்றுமுகில், கீற்றுப்படைமுகில், மற்றும் உயர்படை முகில் ஆகிய முகில்கள் சூறாவளியின் வளிமுகப்பகுதியின் முற்பகுதியில் முழுமையும் இடம் பெறுகின்றன. ஆனால் அழுத்தக்குறைவு மையக்கோட்டை நெருங்கியவுடன் திரண்படை முகில்களானவை கார் படைமுகில்களாகமாறி, அதன் விளைவாக கனமழைப்பொழிவு ஏற்படுவதையும் காணலாம். ஆகவே தாழ்ந்த முகில்கள் அதிகம் காணப்படும் பகுதி சூறாவளியின் முன்பகுதியே ஆகும். வலப்பகுதியில் காணப்படும் தாழ் முகில்கள், ஒரேசீராக படுகைபோன்று அமைந்துள்ளன. இடப்பகுதியிலுள்ள முகில்களோ ஆங்காங்கு விட்டுவிட்டுக் காணப்படுகின்றன,

மழைப் பொழிவு

சூறாவளிகள் என்பன அழுத்தக்குறைவுப் பகுதிகளாகையால், வெப்பநிலை, ஈரப்பதன் மற்றும் இதர அம்சங்களில் முற்றிலும் ஒன்றுக்கொன்று முரண்பட்ட காற்றோட்டத் தொகுதிகளின் “மையம் நோக்கிக் குவிதலை” எதிர் பார்ப்பது இயல்பாகும். இதன் பயனாக வளிமுகங்கள் தோன்றுவதும், குவிந்த காற்றோட்டத் தொகுதிகள் மெதுவாக மேலெழுப்பப்படுவதும், அதன் விளைவாக, விரிந்து குளிர்வதால் மழைப்பொழிவேற்படுவதும் அடுத்து வரும் நிகழ்ச்சி

களாகும்; நடு அட்சரேகைச் சமவெளிகளில், குளிர்காலத்தில் ஏற்படும் மழைப்பொழிவானது சூருவ்ளி அல்லது வளிமுகத்திற்குரியதாகும், இங்குப் பனிப்பொழிவு, சூருவளியின் வளிமுகங்களைச் சார்ந்துள்ளது. ஏற்கெனவே கூறப்பட்டது போல், இங்கு ஏற்படும் காற்றின் மேலெழுப்பமானது அதிகச் சரிவில்லாத தளத்தின் மீது அதாவது குளிர்ந்த அடர்த்தி மிக்க காற்றின் மீது, ஈரமான வெப்பக்காற்று மெதுவாக இயங்குவதால் ஏற்படும் விளைவாகையால், குளிர்ச்சியடைதல் மிக மெதுவாகவே நடைபெறுகிறது. ஆகவே, சூருவளியின் பரப்பும் அதிகமாயிருப்பதால், இங்கு ஏற்படும் மழைப் பொழிவானது இடியுடன் கூடிய புயல்களில் ஏற்படுவது போலல்லாமல், நீண்ட நேரத்திற்கு நிலைக்கக் கூடியதாயும், கன மழையாக இல்லாமல் லேசான தன்மையதாயும் உள்ளது. மழை பொழியும் பிராந்தியத்திற்குக் காற்றோட்டங்களின் மூலம் ஈரம் கொண்டு செல்லப்படுவதால், மழைப் பொழிவின் அளவு அதிகமாயிருப்பதோடு, நீண்ட நேரத்திற்கு நிலைக்கக் கூடியதாக இருக்கும். அஃதில்லாவிடில், மழையளவு குறைவாயிருப்பதோடு, குறைந்த காலத்திற்கே நீடிப்பதாயிருக்கும்.

ஒரு சூருவளியில் ஏற்படும் மழைப் பொழிவின் தன்மை, தோற்றம், ஏற்படும் வகை ஆகிய எல்லாம், அதன் எல்லாப்பகுதிகளிலும் ஒரே தன்மையதாக இல்லை. பொதுவாக, முன் பகுதி, பிற்பகுதியைக் காட்டிலும், மேகமூட்டம் அதிகமாயும், அதிக மழையைப் பெறுவதாயும் இருக்கும். மழைப்பொழிவானது வளிமுகத்திற்குரியதாகையால், அதில் மேகங்கள்தோன்றி, இத்தகைய சமச்சீரற்ற அமைப்புகாணப்படுகிறது. தவிர, சூருவளியில், கிழக்குப் பகுதி அல்லது முன்பகுதி, காற்றுக் குவிதல் ஏற்படும் பரப்பாகும். பிற்பகுதியில் காற்றோட்டங்கள் விரிந்து படருகின்றன. இங்குக் காற்றின் கீழ் நோக்கிய இயக்கம் மேலோங்கிக் காணப்படுகிறது. குளிர்காலத்தில், வடகிழக்குப் பகுதியில் பனிப் பொழிவும், தென் கிழக்குப் பகுதியில், அவ்வப்பொழுது மழைப்பொழிவும் ஏற்படுகின்றன.

ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல் சூருவளியினுள் நன்கு வரையறுக்கப்பட்ட மழைப் பிராந்தியங்கள் காணப்படுகின்றன. வெப்பமிகுந்த அயனமண்டல வளிப்பகுதிகள் செங்குத்து நிலையில் கீழிருந்து மேலாக இடம்பெயர்க்கப்படுமானல் மழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறது. குளிர்ந்த துருவக்காற்றுத் தொகுதிகள் இடையூருக அமைவதால், இப்பரப்பின் மீது வெப்பக்காற்றுனது மெதுவாக மேலெழுப்பப்படுகிறது.

வெப்ப வளிமுக மழைப்பொழிவு விசாலமான பரப்புகளின் மீது ஏற்படுகிறது. வெப்பமும், ஈரமும், மிகுந்த வளிப்பகுதிகளும்

குளிர்ந்த வறண்ட வளிப்பகுதிகளும், சூருவளி மையத்திற்கு வடக்கு, வடகிழக்கு, கிழக்கு ஆகிய பகுதிகளில் ஒன்றையொன்று சந்திக்கின்றன. இதன் விளைவாக பெரிய பரப்புகளுக்கு, முகில் தோற்றமும், மழைப் பொழிவும் ஏற்படுகின்றன. இப்பிராந்தியங்களில், குளிர்ந்த தன்மையும், சாம்பல் நிறமுமுடைய, மப்பும் மந்தாரமுமான ஆகாயம் காணப்படுகிறது. ஆகவே, சீரானதும் நெடு நேரத்திற்கு நீடிப்பதுமான மழைப்பொழிவுடன் கூடிய வானிலை நிலவுகிறது. குளிர்ந்த பருவத்தில் அதிக அளவிற்குப் பனிப் பொழிவு ஏற்படுகிறது. வெப்பவளி முகத்திற்குரிய மழைப்பொழிவானது, விடாமல் தொடர்ந்து, 24 மணி நேரத்திற்கும் அதிகமாக ஏற்படக்கூடும். (6-வது இயலையும் படம் 6-7 ஐயும் பார்க்க).

குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்குரிய மழைப்பொழிவானது, சூருவளி மையத்தின் தெற்கிலும், தென்மேற்குப்பகுதியிலும் ஏற்படுகிறது. இங்கு துருவப் பிராத்தியத்திற்குரிய குளிர்ந்த காற்றோட்டங்களானவை, வெப்பமிகுந்த தென் திசைக் காற்றோட்டங்களைச் சந்தித்து அவற்றைக் கீழறுக்கின்றன. குளிர்ந்த வளிமுக மழைப்பொழிவிற்கான மண்டலங்கள் 'V' வடிவப் பள்ளங்களில் நன்கு தோன்றுகின்றன. ('V' வடிவப்பள்ளங்கள் என்ற தலைப்பின் கீழ் பார்க்க.) இத்தகைய மழைப் பொழிவானது, கனமழையாக இருப்பதோடு, குறுகிய காலத்திற்கே நீடிக்கும் தன்மையதாயுள்ளது. ஆகவே, இம்மழைப்பொழிவு மண்டலங்கள் குறுகியவையாயிருக்கும் (6-ஆம் இயலில் 6-6-ஆம் படத்தைப் பார்க்க.)

வளிமுகத்திற்குரிய மழைப்பொழிவைத் தவிர, வளிமுகத்திற்குரியதல்லாத மழைப்பொழிவும், சூருவளியில் ஏற்படுகிறது. ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல் சூருவளியில் காணப்படும் காற்றோட்டத்தின் பொது இயக்கம் வருமாறு : அதன் கிழக்குப்பகுதியில் காற்றின் மேலெழுப்பமும் மேற்குப் பகுதியில் காற்றின் கீழிறங்குதலும் நடைபெறுகின்றன. சூருவளியின் முன்பகுதியில் இத்தகைய பொதுவான காற்றின் மேலெழுப்பமானது வளிமுகப்பரப்புகளின்மீது, காற்று இயக்கமில்லாத பகுதிகளில் மழைப் பொழிவை விளைவிக்கிறது. தென் காற்றோட்டங்கள் மேலோங்கிக் காணப்படும் பிராந்தியங்களில், கிழக்குப் பகுதியில் ஏற்படும் பொதுவான காற்றுக் குவிதலினால் விளையும், உந்தி மேலெழுப்பப்படும் இயக்கத்தின் விளைவாகச் சூருவளியின் வெம்மையான பகுதியில், வளிமுகத்திற்கல்லாத மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது. இம்மழைப் பொழிவின் ஒரு பகுதியானது, மேற்பரப்பில் உறுதியில்லா அயன மண்டலக் காற்று வெப்பமடைவதன் விளைவாக ஏற்படும் வெப்பச் சலனத்தின் பயனாகவும் இருக்கலாம். தவிர, இத்தகைய மழைப்பொழி

வானது, வெப்பமான ஈரக்காற்று, குளிர்ந்த பரப்புகளின் மீது இயங்குவதால் தூறல் மழையாகப் பெய்கிறது.

வளிமுகத்திற்குரியதும், உரியதல்லாததுமான மழைப்பொழிவு வகைகள் சூருவளிகளில் தெளிவாக அறியப்பட்டபோதிலும், எல்லாச் சூருவளிகளிலுமே, மேற்கூறிய எல்லா வகைகளையும் காண முடியுமென்று நிச்சயமாகக் கூற இயலாது. தவிர, மேற்கூறிய மழைப்பொழிவு வகைகளைத் தனித்தனியே வேறுபடுத்துவது எப்பொழுதும் முடியாது. சுருங்கக் கூறின் இவை ஒன்றோடொன்று இரண்டறக்கலந்து விடுகின்றன; அல்லது மாறுதலடைகின்றன; அல்லது நடுநிலையுடைய ஒரு வகையாகத் தோன்றுகின்றன.

உற்பத்தி ஸ்தானங்களும் இயங்கும் பாதைகளும்

வளிமுகத்திற்குரிய சூருவளிகள் பொதுவாகச் சில குறிப்பிட்ட பரந்த பகுதிகளில் தோன்றி, வேறு சில பகுதிகளில் மறைந்து விடுகின்றன. பூமியின் மேற்பரப்பில் சில குறிப்பிட்ட பகுதிகள் சூருவளிகளின் உருவாக்கத்திற்கு ஏதுவாக அமைந்துள்ளபடியால், இவ்விடங்களில் சூருவளிகள் அடிக்கடி தோன்றுகின்றன. மற்றப் பகுதிகள் வளிமுக அழிவிற்கு ஏதுவாயிருத்தலால், இங்குச்சூருவளிகள் உருப்பெறுதல் மிக அரிது. தவிர, வேறுசில பகுதிகள், நன்கு உருவாக்கப்பட்ட சூருவளிகளை ஈர்க்கக் கூடிய சிறப்பைப் பெற்றுள்ளன. நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளை முழுவதும் மற்றும் கீழ், மேல் அட்சரேகைப் பகுதிகளை அடுத்துள்ள பாகங்களும் சூருவளிகள் இயங்கும் பகுதிகள் என்று ஏற்கெனவே கூறப்பட்டது. மேற்கூறிய அட்சரேகைகளிலும் கூட, எல்லாப்பகுதிகளுமே ஒரே அளிவிற்குப் பாதிக்கப் படுவதில்லை. சூருவளிகள் இயங்குவதற்கென ஒரு குறிப்பிட்ட பாதை இல்லையெனினும், அவை அவ்வப்போது அதிக அளவில் இயங்கக்கூடிய பரந்த மண்டலங்கள் உள்ளன. தென் கோளார்த்தத்தில் சூருவளிகள் சுமார் 60° தென் அட்சரேகையளவில், அதிகமாகக் காணப்படுகின்றன. இருந்தபோதிலும், பருவக்காலத்திற்கேற்ப அதாவது கோடைகாலத்திற்கும், குளிர்காலத்திற்குமிடையே சூருவளிகளின் தோற்றத்திலும், இயக்கத்திலும் வேறுபாடு நிச்சயமாகக் காணப்படுகிறது. ஆனால் வட கோளார்த்தத்தில் கோடையில், 60° வட அட்சரேகைப் பகுதியில் சூருளியின் உருவாக்க நிகழ்ச்சி அதிக பட்சமாயுள்ளது. அதேபோல், குளிர்காலத்தில், சுமார் 50° வட அட்சரேகை யளவில், இந்நிகழ்ச்சி வெகுவாகக் காணப்படுகிறது. இந்த வேறுபாடுகளுக்கெல்லாம் காரணம் வெப்பநிலை, அழுத்தம், மற்றும் காற்று மண்டலங்கள் பருவத்திற்கேற்ப இடப் பெயர்ச்சி அடைவதேயாம். சூரி

யனின் வடக்கு, தெற்குப் பெயர்ச்சியையொட்டி மேற்சொன்ன வெப்பநிலை மண்டலங்கள் மேலும், கீழும் இயங்குவதன் விளைவாகச் சூறாவளிக்கான பாதையும் இடப் பெயர்ச்சியடைகிறது. குளிர்காலத்தில் வளிமுகத் தோற்றத்திற்கான நிகழ்ச்சி தீவிரமாக நடைபெறுவதற்கும், கோடையில் எண்ணிக்கையிலும் வலிமையிலும் குறைந்த சூறாவளிகள் தோன்றுவதற்கும், மேற்கூறிய இயக்கம் விளக்கம் கொடுக்கிறது.

இயங்கும் திசையும் வேகமும்

பொதுவாகச் சூறாவளியானது, மேற்கிலிருந்து கிழக்காக இயங்குவதோடு, இடையிடையே தென்கிழக்கு, வடகிழக்கு ஆகிய பகுதிகளில் திரும்பும் இயல்புள்ளது. இதற்குக் காரணம், நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளில் ட்ரோபோஸ்ஃபியர் முழுவதும் நிலவும் காற்றோட்டங்கள் மேற்கிலிருந்து இயங்குவதால், சூறாவளிகளும், எதிர்ச் சூறாவளிகளும் இம் மேல் காற்றோட்டங்களால் அடித்துச் செல்லப்படுவதேயாகும். அலை இயக்கமும் இத்தகைய மேற்கு கிழக்கு இயக்கத்திற்கும், ஓரளவு காரணமாகிறது. ஆனால் சூறாவளிகள் எப்பொழுதுமே கிழக்கு நோக்கி இயங்குகின்றன என்று கூறுவது பொருந்தாது. சுருங்கச் சொல்லின், ஒவ்வொரு சூறாவளியும் கிழக்கு நோக்கி இயங்கும்போது ஏற்படும் இன்னல்களின் விளைவாக, மேற்கு, கிழக்கு இயக்கத்தினின்றும் விலக்கப்படுகின்றது. இத்தகைய மாற்றங்கள் மேற்பரப்பிலேற்படும், அழுத்தச் சரிவுகளில் காணும் வேறுபாடுகளினாலும். மேலுயரங்களில் நிலவும் காற்றில் அழுத்தம், வெப்பநிலை ஆகியவற்றில் தோன்றும் ஏற்றத்தாழ்வுகளினாலும் பாதிக்கப்படுகின்றன. இது தவிர, உயரமான நில உருவவமைப்பும் காற்றோட்டங்களைத் திருப்புவதில் முக்கியமான பங்குகொள்கின்றன. சில குறிப்பிட்ட பாதைகள், வேறு சில பாதைகளில் நிலவுவதைவிட அடிக்கடி சூறாவளிகளால் ஆக்கிரமிக்கப்படுகின்றன. அவை இயங்கும் திசையில் அநேக மாற்றங்கள் இருந்தும்கூட, பொதுவாக அவற்றினியக்கம் கிழக்கு நோக்கியுள்ளது. இதற்குக் காரணம், நடு அட்சரேகைகளில், வளிமண்டலத்தின் கீழ்ப்பகுதி முழுவதும் கிழக்கு நோக்கி இயங்குவதேயாம்.

சூறாவளி இயங்கும் வேகத்தில் அதிக அளவில் வேறுபாடு காணப்படுகிறது. வடகோளார்த்தத்தில், சூறாவளிகள் பல நாட்களுக்கு ஒரே இடத்தில் நிலையாகவோ அல்லது ஏறக்குறைய நிலையாகவோ இருக்கும். சில சூறாவளிகள் ஒரே சீராக முன்னோக்கி இயங்குகின்றன, வேறு சில திடீர்த் திருப்பமடைகின்றன. இயக்க

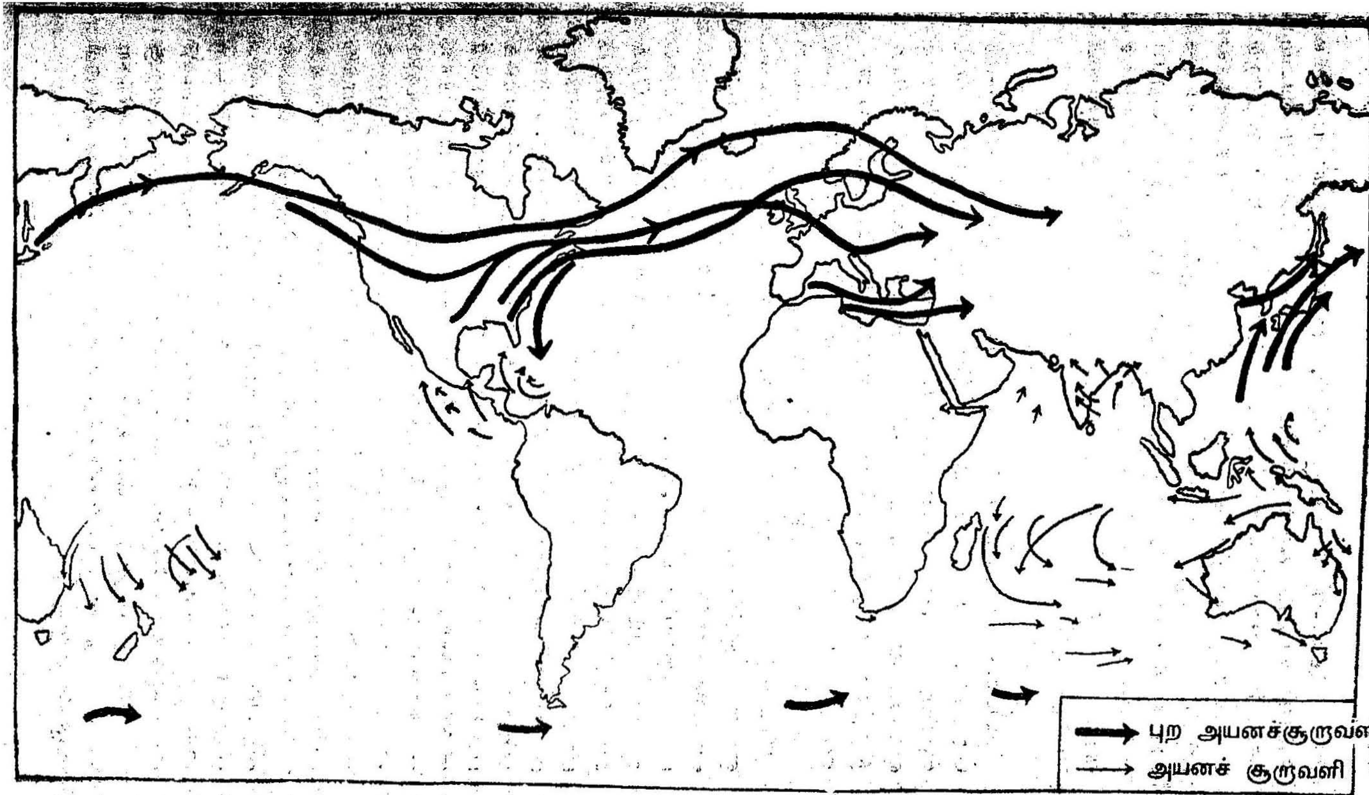
வேகத்திலேற்படும் வேறுபாடானது தனிப்பட்ட சூருவளிகளில் மட்டுமன்றி, பருவங்களுக்கேற்றவாறும் மாறுபடுகின்றன. பொதுவாக, கோடையிலிருப்பதைக்காட்டிலும், குளிர்காலத்தில் சூருவளிகளின் வேகம் அதிகமாயிருக்கும். முதிர்ச்சியடையும் நிலைகளில், வளிமுகத்திற்குரிய சூருவளிகள் பொதுவாக, குளிர்காலத்தில், மணிக்கு சுமார் 30 முதல் 40 மைல்கள் வரையிலும், கோடையில் மணிக்கு 15 முதல் 30 மைல்கள் வேகத்திலும் இயங்குகின்றன. பொதுவான சராசரி வேகம் சுமார் மணிக்கு 30 மைல்களாகும். தென் கோளார்த்தத்தில், அதிகபட்ச வளிமுகத் தோற்றத்திற்கான மண்டலம் பூமியைச் சுற்றி இடையருமல் தொடர்ச்சியாகக் காணப்படுகிறது. வடகோளார்த்தத்தில் கண்டங்களும், கடல்களும் மாறிமாறியமைந்திருப்பதால், மேற்கூறிய மண்டலவமைப்பானது இடையறுக்கப்படுகிறது.

தென் கோளார்த்தத்தில், ஆண்டு முழுவதுமே, சூருவளிக்குரிய புயல்கள் வலிமை மிகுந்து காணப்படும். அண்டார்க்டிக் கண்டமானது ஆண்டு முழுவதும் தீவிரமுள்ள, நிலையான பனித் தோற்றத்திற்கான பிராந்தியமாகும். உபதுருவக் குறைந்த அழுத்தப் பள்ளத்தைத் தொடரும் வகையில், இங்கு புயல்கள் தோன்றுகின்றன. தென் அமெரிக்காவில், சுமார் 55° தென் அட்சரேகை வரையில் வியாபித்துள்ள கேப் ஹார்ன் பகுதியானது ஆண்டு முழுவதும் சூருவளிப் புயல்களுக்கான இடம் ஆகும். தென் கோளார்த்தத்திலுள்ள கண்டங்களின் துருவப் பிராந்தியங்கள் இப் புயல்களால் பாதிக்கப்படுகின்றன.

வடகோளார்த்தத்தில், வடதுருவ வட்டப்பகுதியிலும், உப வடதுருவ வட்டப் பிராந்தியங்களிலும் உற்பத்தியாகும், கண்டத்திற்குரிய எதிர்ச் சூருவளிகளானவை, அக் கோளார்த்தத்திற்குரிய சூருவளிகள் உண்டாவதற்கு வேண்டிய குளிர்ந்த காற்றலைகளைத் தெற்கு நோக்கித் தள்ளுகின்றன. கோடையில், இத்தகைய உற்பத்திஸ்தானங்கள் பலவீனமாயிருப்பதன் பயனாகச் சூருவளிகளின் பாதை துருவத்தை நோக்கிப் பெயர்ச்சியடைவதோடு, சூருவளிக்குரிய செயலும் குன்றிக் காணப்படுகிறது. மேலும், சூருவளிகளும் அதிக எண்ணிக்கையில் காணப்படுவதில்லை. குளிர்காலத்தில் வடதுருவ வட்டப் பகுதியிலும், உப வடதுருவ வட்டத்திலும், அழுத்த மையங்கள் நன்கு உருவாகி வலுவுற்றுக் காணப்படுவதால், இச் சமயத்தில் சூருவளிகள் எண்ணிக்கையிலும், வலிமையிலும் சிறப்புற்றுக் காணப்படுகின்றன. நடு அட்சரேகைகளில், சூருவளித் தோற்றத்திற்கான பிராந்தியங்கள், கண்டங்களின் கிழக்கு ஓரமாக அமைந்துள்ள அழுத்தப் பள்ளங்களும், காற்றுக்குவியம் ஏற்படும் பகுதிகளு

மாகும். (படங்கள் 6-1, 2, 7-5 ஐப்பார்க்க). இங்குக் குளிர் காலத்தில் நிலநீர்ப்பகுதிகளுக்கிடையே வெப்பநிலையில் வேற்றுமை தெளிவாக விளங்குகிறது. மேற்பரப்பில் சூறவளித் தோற்ற மண்டலத்தின் இருப்பிடமும், மேற்காற்றோட்டங்களில் உயரத்தில் காணப்படும் அழுத்தப் பள்ளமும் ஒன்றையொன்று சார்ந்து காணப்படுகின்றன. துருவ வளிமுகத்தில் தோன்றும் சூறவளி களானவை, கடற்பரப்புகளின்மீது நிலவும் உபதுருவக் குறைந்த அழுத்த மையங்களை நோக்கி வடகிழக்காகவும், கிழக்காகவும் இயங்குகின்றன.

படங்கள் 6-1, 2, 7-5 இவைகளினின்றும், சூறவளித் தோற்றத்திற்கான முக்கியமான இருபகுதிகள், ஆசியா, வட அமெரிக்கா ஆகிய கண்டங்களின் கிழக்குக் கரையோரமாக அமைந்துள்ள வளிமுக மண்டலங்களென்பது விளங்கும். சிறப் பாக, இத்தகைய நிகழ்ச்சி குளிர்காலத்தில் மேலோங்கிக் காணப் படுகிறது. ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல், சூறவளிக்கான இம் மண்டலமானது இடப்பெயர்ச்சியடைகிறது. பசிபிக் கடற் பரப்பில், சூறவளிச் செயல் மிகுந்து காணப்படும் ஒரு பரந்த மண்டலம் வியாபித்துக் காணப்படுகிறது. அதாவது, தென் கிழக்கு ஆசியாவிலிருந்து, அலாஸ்கா வளைகுடாவரை இப்பகுதி பரந்து காணப்படுகிறது. இங்கு நிலவும் சூறவளிகளில் பெரும் பாலானவை ஆசியாவின் கிழக்குக் கடற்கரையிலுள்ள, பசிபிக் துருவ வளிமுகத்தில் தோன்றி, வடகிழக்காக, ஜப்பான் மற்றும் கியூரைல் தீவுகள் வழியாக இயங்கி, அலூஸியன் குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசத்தில் சேருகிறது. பெரும்பாலான சூறவளிகள் பொதுவாக உள்ளடங்கிய சூறவளிகளாக வட அமெரிக்காவின் மேற்குக் கடலோரத்தை அடைகின்றன. சிற்சில புயல்கள் இராக்கி மலைகளைக் கடந்து, ஓரொரு சமயத்தில், அமெரிக்க ஐக்கிய நாடு களின் மத்திய அல்லது கிழக்குப் பகுதிகளை அடைந்து, மறுபடியும் அவை வளர்ச்சியடைகின்றன. வட அமெரிக்காவில், சூறவளி இயங்கும் முக்கியமான பாதைகள் மூன்று உண்டு. அவையாவன: (1) அமெரிக்க ஐக்கிய நாடு, மற்றும் கனடாவின் கிழக்கு ஓரங்கள் (2) கனடாவின் மேற்குப் பகுதியிலிருந்து, தென்கிழக்காக மிஸ்ஸி ஸிப்பி பள்ளத்தாக்கிற்கும், அங்கிருந்து வடகிழக்காக, பெரிய ஏரிகளுக்கும், செயின்ட் லாரன்ஸ் பள்ளத்தாக்கிற்கும் இயங்கு கின்றன. (3) தென்மேற்குப் பாகத்திலிருந்து கிழக்காக மிஸ்ஸி ஸிப்பி பள்ளத்தாக்கிற்கும், வடகிழக்காக நியூ இங்கிலாந்திற்கு மிடையேயுள்ள பாதை. இது தவிர, சில புயல்கள் மெக்ஸிகோ வளைகுடாப் பகுதியில் வடக்காக உருவாகிப் பெரிய ஏரிகளை நோக்கி இயங்குகின்றன.



புற அயனச்சூறுவளி
அயனச் சூறுவளி

அட்லாண்டிக் கடற்பரப்பில், சூருவளிக்குரிய பகுதி வட அமெரிக்காவின் கிழக்குக் கடற்கரையோரத்திலிருந்து வடகிழக்காக, கடற்பரப்பின் குறுக்காக, ஐஸ்லாந்து குறைந்த அழுத்தப் பகுதியையும் கடந்து வடமேற்கு ஐரோப்பா வரை பரந்து காணப்படுகிறது. ஐஸ்லாந்து குறைந்த அழுத்தப் பகுதியானது குளிர் காலத்தில் சூருவளிச் செயல் மிகுந்து காணப்படுகிறது. சிறப்பாக இச் சூருவளிகள் இங்கிருந்து கிழக்காக இயங்கும்போது உள்ளடங்கல் ஏற்பட்டு மறைகின்றன. வடமேற்கு ஐரோப்பாவில், பெரும்பாலான சூருவளிகள் உள்ளடங்கு நிலையிலேயே உள்ளன. வட அட்லாண்டிக் பகுதியில் சூருவளிகள், குறைந்த அழுத்தமும், வெப்பமான நீரோட்டமும் உள்ள அட்லாண்டிக் நீரோட்டத்தை நோக்கி ஈர்க்கப்படுகின்றன. அட்சரேகைக்கு ஏற்றுற் போலன்றி, வெப்பநிலை அதிகபட்சமாயுள்ள நார்வே கடற்பகுதியில் மிக்க வலிமை வாய்ந்த எண்ணற்ற சூருவளிகள் காணப்படுகின்றன. இதற்குக் காரணம், இப் பகுதியானது சூருவளிகளின் தோற்றத்திற்கும், பெருக்கத்திற்கும் ஏற்ற நிலைமைகளைப் பெற்றுள்ளது.

அடிக்கடி சூருவளிகள் இயங்கும் பாதையானது பிரிட்டனுக்கும் ஐஸ்லாந்துக்கும் இடையே, ஸ்காண்டினேவியாவின் வடக்குப் பகுதியைச் சுற்றி, தென்மேற்கிலிருந்து வடகிழக்காகப் பரந்து காணப்படுகிறது. சில சூருவளிகள் பிரிட்டிஷ் தீவுகளைக் கடந்து செல்லுகின்றன. வேறு சில, மேலும் தெற்கு நோக்கி வளைந்து, பிரான்ஸ் மற்றும் இதர நாடுகளின் வழியாக ஐரோப்பாவை அடைகின்றன. சில சூருவளிகள் வடமேற்கில் இருந்து வடகடல் வழியாக ஐரோப்பாவை அடைகின்றன. இங்குச் சூருவளிகள் வெகுவாகக் காணப்படும் பகுதி, பால்டிக்கடற்கரைப் பகுதியாகும். இங்குள்ள சூழ்நிலை அமெரிக்காவின் ஏரிப்பிரதேசச் சூழ்நிலையை ஒத்துள்ளது. அதாவது பரந்த நீர்ப்பரப்பானது குளிர்ச்சி மிக்க நிலப்பகுதிகளால் சூழப்பட்டுள்ளது. இத்தகைய பிராந்தியங்கள் சூருவளிகளை ஈர்க்கக்கூடியவை. இது தவிர சூருவளிகள் அதிகமாகக் காணப்படுமிடங்கள், மத்தியதரைக் கடல், கருங்கடல், காஸ்பியன் மற்றும் ஏரல் கடல் பிரதேசங்களாகும். பெரும்பாலான மத்தியதரைக் கடற்பிரதேசச் சூருவளிகள் அப் பகுதியைச் சார்ந்த துருவ வளிமுகத்தில் தோன்றுபவையாகும். இவ் வளிமுகம் குளிர்காலத்தில் மட்டுமே தீவிரம் மிகுந்து காணப்படுவதால், இங்குச் சூருவளிகளும் இக் காலத்தில் மிகுதியாகக் காணப்படுகின்றன. இவற்றில் சில வடகிழக்காக இயங்கி ருஷ்யாவை அடைகின்றன. மற்றவை கிழக்காக இயங்கிக் கடலைக் கடந்து தென்மேற்கு ஆசியாவை அடைகின்றன. இவற்றில் சில பாகிஸ்தானிலும், வட இந்தியாவிலும் மழையை

விளைவிக்கின்றன. இச் சூருவளிகளின் செயல் காரணமாக மத்திய தரைக்கடற் பிராந்தியத்தின் குளிர்கால மழைப் பொழிவானது கிழக்காக வட இந்தியாவரை வியாபிக்கிறது. பரந்த கடற்பகுதிகளிலுள்ள சூருவளிகளைப் போலன்றி இப் பகுதிகளில் சூருவளிகள் பொதுவாகத் தத்தம் பாதையை விட்டகலாமல் ஒரே சீராக இயங்குகின்றன. உப அயன மண்டலப் பகுதிகளில், வெப்ப மிகுந்த நிலப்பரப்புகளின் மீதியங்கும் வெப்பச் சூருவளிகள் (heat lows), கீழ் அட்சரேகைகளின் கடற்பரப்புகளின்மீது கோடைக் காலத்தில் தோன்றும் சூருவளிகள் ஆகியவற்றின் இயங்கும் பாதைகளைப்பற்றி "அயனமண்டலச் சூருவளிகள்" என்னும் தலைப்பின்கீழ் பார்ப்போம்.

புற அயனச் சூருவளிகளுக்குரிய பொதுவான வானிலை

சூருவளி வானிலை சீராக இல்லாமலிருப்பதோடு நம்பக் கூடியதாகவுமில்லை. ஒரு குறிப்பிட்ட கால வரம்புக்குரிய வானிலை மூலக்கூறுகளின் சராசரியானது, அன்றாடம் வானிலையில் ஏற்படும் மாறுபாடுகளைக் காண்பிப்பதில்லை. அவ்வப்போது சூருவளிகளால் மாறுபடும் வானிலையைச் சராசரிகளைக் கொண்டு விளக்கமுடியாது. சூருவளிகளும் எதிர்ச் சூருவளிகளும் அடிக்கடி நிலவும் பிராந்தியங்களிலும், பருவங்களுக்கு ஏற்பவும் வானிலையில் மாறுபாடுகள் அடிக்கடி ஏற்படுகின்றன. சூருவளிப் பகுதிகளில் முகில் பரவலும் மழைப் பொழிவின் பரவலும் ஒரு குறிப்பிட்ட அமைப்பைக் கொண்டுள்ளன என்பது முன்பே கூறப்பட்டது. அட்சரேகைக்குரிய வெப்ப நிலைச்சரிவு அதிகமிருக்கும் குளிர் காலத்தில் சூருவளிகள் இயங்கும் பிராந்தியங்களில் வெப்பநிலை வேறுபாடுகள் அடிக்கடி ஏற்படுகிறது. கோடையில் சூருவளிகள் குறைவாகவும், வலிமை குன்றியும் காணப்படுவதால் வெப்பநிலைச் சரிவானது மிதமாக உள்ளது. குறிப்பாக சூரியனுடைய பாதிப்பு அதிகமாக உள்ளது. ஆகையால் அன்றாட வானிலை வேறுபாடு அதிகமின்றி காணப்படுவதோடு ஒரே சீராகவும் உள்ளது. சூருவளிகள் எல்லாமே பொதுவான சில விதிகளுக்குட்பட்டிருப்பினும், அவற்றின் மேற்பரப்பில் நிலவும் அமுக்தமும், காற்றோட்டங்களும் ஒரே தன்மையதாயிருப்பினும் வானிலையில் காணப்படும் வேறுபாடுகள் ஒரு சூருவளியிலிருந்து மற்றொன்றில் வெகுவாக மாறுபடுகின்றன. ஒரே அட்சரேகையில், ஆனால் உலகின் வெவவேறு பகுதிகளில் தோன்றும் சூருவளிகளில் வெவ்வறு விதமான வானிலை காணப்படுகின்றன. எடுத்துக்காட்டாக, வடமேற்கு ஐரோப்பா அல்லது அமெரிக்க ஐக்கியநாடுகளின் பசிபிக் கடற்கரையோரம் ஆகிய பகுதிகளில்

பெரும்பாலும் காணப்படுவது போல் சூருவளிகளின் பின் பகுதியில் நிலவும் காற்ரேட்டங்கள் பரந்த கடற்பரப்பிலிருந்து வந்தால் அவை குறைந்த வெப்ப நிலையை ஏற்படுத்த இயலாது. ஒரே இடத்திலேயே வானிலை நிலைமைகள் பருவங்களுக்கேற்ப மாறு படுகின்றன. ஓர் இடத்தில் நிலவும் வானிலையானது அங்கு பின்பு சூருவளியில் நிலவக்கூடிய வானிலை நிலைமைகளை வெகுவாகப் பாதிக்கிறது. வருகின்ற புயலில் நிலவக்கூடிய வானிலை நிலைமை களை அறிவதற்கு, அதன் மேற்பரப்பில் காணப்படும் நிலைமைகளை மட்டும் அறிவதோடன்றி மேல் மட்டங்களில் நிலவும் காற்றைப் பற்றிய நிலைமைகளையும் தெரிந்துகொள்வது இன்றியமையாத தாகும். மேல் மட்டங்களில் நிலவும் வானிலையினின்றும், சூரு வளியில் நிலவக்கூடிய நிலைமைகளை ஓரளவுக்குத் திட்டமாகக் கூற இயலும். இது மழைப் பொழிவைப் பொறுத்தவரையிலும் உண்மையாகும். மேலும், சூருவளியின் முற்பகுதியில் மேலுயரத் தில் குளிர்ந்த காற்று நிலவுமேயானுல், சூருவளி மழைப்பொழிவை விளைக்கும். மேல் காற்ருனது வெப்பமாயிருக்குமாயின் அல்லது வெப்பக் கிரமமாற்றம் ஏற்பட்டால் மழைப் பொழிவு மிகக் குறைவாகவே இருக்கும். எவ்வளவோ வேறுபாடுகளும், பல அம்சங்களின் பாதிப்பும் ஏற்பட்டபோதிலும், இயங்கும் சூருவளித் தொகுதிகளில் வானிலை நிலைமைகளைப்பற்றிய பொதுவான கருத்தை அறிய முடிகிறது.

சூருவளியில் வெப்பநிலை, மழைப் பொழிவு, மற்றும் அழுத்தம், காற்ரேட்டங்கள், முகில்கள் ஆகியவற்றின் பரவலைப்பற்றி ஏற் கெனவே விரிவாகக் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. இயங்கும் சூரு வளியில் நிலவக்கூடிய வானிலை நிலைமைகளை நன்கு அறியும் பொருட்டு, சூருவளி இயங்கும்போது அதனுள் கிரமமாக நிலவும் காற்ரேட்டங்கள், வானிலை ஆகியவைகளை அறிந்து ஆராய்வது இன்றியமையாததாகும். ஒருவன் சூருவளி இயங்கும் பாதையில் நின்று, அவனைச் சூருவளி கடந்து செல்லும்போது உணரும் வானிலையானது, சூருவளி மையம் முன்னேக்கி இயங்கும் பாதை யில் அவன் நிற்கும் இடத்தைப் பொறுத்துள்ளது. சூருவளி முன் னேறும் பாதையில் நிற்கும்போது அழுத்தம் குறைவதை உணரு கிருன். இவ்வாறு அழுத்தக் குறைவு அதிகமாகும்போது உயரத்தில் கீற்று முகில்கள் ஆகாயத்தில் தோன்றுவதோடு, தென் திசையில் காற்ரேட்டங்கள் இலேசான தன்மையை அடை கின்றன. குளிர் காலமாய் இருக்குமானுல் வெப்பநிலை அப்பருவத் திற்குரிய சராசரியைக் காட்டிலும் அதிகமாயுள்ளது. விரைவி லேயே கீற்றுப்படை முகில்கள், உயர்படை முகில்கள் ஆகாயம் முழுவதையும் மூடிக்கொள்கின்றன. இத்தகைய முகில்கள் சிறப்

பாக சூருவளியின் முற்பகுதி முழுவதும் காணப்படுகின்றன. இரவு அல்லது பகலைப் பொறுத்துச் சந்திரன் அல்லது சூரியனைச் சுற்றி பரிவட்டம் காணப்படுகின்றது. இந்நேரங்களில் காற்றும் புத்துணர்ச்சியடைகிறது. சூருவளியின் குறைந்த அழுத்தப் பகுதியை நெருங்கும்போது, சூருவளியின் இடது முன்புறத்தில் தென் மேற்குக் காற்ருேட்டங்கள், வடகிழக்குக் காற்ருேட்டங்களின் மீதியங்கும்போது குளிர்ச்சியடைகின்றன. ஆகாயமானது அடர்த்தியான படைத்திரண் முகில்களால் சூழப்பட்டுப் பின் கார்ப் படை முகில்களாக மாறி அதிக மழைப் பொழிவை விளைவிக்கிறது. மேற்கூறிய குறைந்த அழுத்தப்பகுதியைக் கடந்து செல்லுகையில் மழைப்பொழிவு அதிகமாவதோடு, காற்ருேட்டங்களும் வலிமை யடைகின்றன. குறைந்த அழுத்தப்பகுதி கடந்து செல்லப்பட்ட பின்புதான், அழுத்தமானது சிறிது சிறிதாக அதிகரிக்கிறது. பேரிரைச்சலுடன், வெகுவேகமாக இயங்கும், தீவிரமிக்க, திடீர் காற்ருேட்டங்கள் காணப்படுகின்றன. காற்றின் திசை வடமேற்காகவோ வடக்காகவோ மாறுவதோடு, தீவிர வலிமையோடியங்குகிறது. சூருவளி மையம் கடந்துசென்ற பின் மழை அறவே நின்றுவிடும் அல்லது லேசான தூறல் மழையாகப் பொழியும். அதன்பின் மேகங்கள் சிதறி, படைதிரண் முகில்கள் நீண்ட சுருள்களாகத் தோன்றுகின்றன, இடையிடையே நீல ஆகாயம் காணப்படுகிறது. உடனடியாக மழை நின்று, அழுத்தமானது துரிதமாக அதிகரிக்கிறது. முகில்கள் அதிக உயரத்தில் காணப்படுகின்றன. சில கீற்று முகில்கள் ஆங்காங்கு காணப்படும். காற்ருேட்டங்கள் மிதமான வேகத்திலியங்குகின்றன. சூருவளி முழுவதும் முன்னேறியபின், ஆகாயமானது நிர்மலமாக, நீல நிறத்தில் காட்சியளிக்கிறது. காற்ருேட்டங்கள் இலேசான தன்மையதாயுள்ளன.

உற்று நோக்குவோன், சூருவளியியங்கும் பாதையிலேயே நிற்காமல் அதன் தெற்கிலோ, வடக்கிலோ நின்ருலும், அவன் உணரக்கூடிய வானிலையானது முன் விளக்கப்பட்டதேயாகும். ஆனல் முன்னே கூறியதுபோல் சுற்றிச் சுற்றி இயங்கும் காற்ருேட்டங்களும், பின்னோக்கி இயங்கும் காற்ருேட்டங்களும் உணரப்படுகின்றன. சூருவளியின் முன் பகுதியில்தான் தாழ்ந்த முகில்கள் அதிக அளவில் காணப்படுகின்றன. அதேபோல அதிக மழைப் பொழிவு ஏற்படுவதும் இப்பகுதியில்தான். அழுத்தப்பள்ளத்தில் வீசிட்டெழும் திடீர் காற்ருேட்டங்களினுல் மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது. இத்தகைய மழைப்பொழிவு, தெளிவாக்கும் இறுதி மழைப் பொழிவு (clearing showers) என்றழைக்கப்படுகிறது. சூருவளியின் பிற்பகுதியானது, சிதறிய மேகங்களால் சூழப்பட்டிருப்பதுடன்,

இப்பகுதியில், திடீரென்று வெகுவேகமாக இயங்கும் காற்றோட்டங்களுடன் கூடிய குளிர்ந்த மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது.

வானிலையில் இத்தகைய மாறுபாடுகள் ஒன்றன்பின் ஒன்ருகத் தொடர்ந்து ஏற்படுவதற்கு எடுக்கும் நேரம் சூருவளியின் அளவையும், அது இயங்கும் வேகத்தையும் பொறுத்துள்ளது. ஆனால் சராசரியாக இம்மாறுபாடுகள் 24 மணி நேரத்திற்குள்ளாகவே ஏற்படுகின்றன.

ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல், சிற்சில சமயங்களில் பிரதம சூருவளிகள் ஒரே சுற்றுப்புறத்தில் அதை யொத்த உருவங்களைக் கொண்ட வேறுபல சூருவளிகளால் தொடரப்பட்டு ஒரு வரிசையாகக் காணப்படுவதுமுண்டு. இதனால் ஏற்படும் வானிலை நிலைமைகள் பிரதம சூருவளியில் ஏற்பட்ட வானிலை போன்றே இருக்கும். இத்தகைய வானிலை பல நாட்களுக்கு, சில வேளைகளில் பல வாரங்களுக்குக்கூடத் தொடர்ந்து நீடிக்கக்கூடும். மேற்கூறிய சூருவளித் தொடர்வரிசை, பொதுவாக இலையுதிர் காலத்திலும், குளிர்காலத்திலும் காணப்படுகிறது. இவற்றைப் பற்றியும், மற்றும் உபச் சூருவளிகள், V வடிவச் சூருவளிகள் போன்ற இதர சூருவளி வகைகளோடு சம்பந்தப்பட்ட வானிலை நிலைமைகளைப் பற்றியும் பின்வரும் பத்திகளில் விளக்கப்பட்டுள்ளது.

உப சூருவளி

முதலில் தோன்றிய (பிரதமச்) சூருவளி மறைய ஆரம்பிக்கும் போது குளிர்ந்த வளிமுகம் அதன் பின்னுல் இழுத்துச் செல்லப்படுகிறது. இதனால் ஒழுங்கற்ற நிலைமைகள் தோன்ற ஆரம்பிக்கின்றன. மேற்சொன்ன நிலைமைகளால் சூருவளிகளைக்குறிக்கும் வட்டவடிவமான சம அழுத்தக் கோடுகளின் வெளி ஓரங்களில் வளைவுகள் தோன்றுகின்றன. சில சமயங்களில் இவ்வளைவுகளின் மத்தியில் குறைந்த அழுத்த மையங்கள் நன்கு உருவாகுகின்றன. இவைகளே உப சூருவளிகள் எனப்படுவன (படம் 7-4.) இந்த உப சூருவளியின் பரப்பளவு மிகவும் குறைவாயிருப்பதால் அதைப் பொருட்படுத்தாமல் விட்டு விடக்கூடும். சாதாரணமாகக் குழப்பமான வானிலை இத்துடன் சம்பந்தப்பட்டதாகும். கோடைக் காலத்தில் பலமான காற்று, அதிக மழையும், இடியுடன் கூடிய புயலும் அடிக்கடி இங்கு நிலவுகின்றன. பிரதமச் சூருவளி சிதைவடையும்போது, உப சூருவளி, அதைக்கடந்து அதன் முன்னுல் போய்ச் சேர்கிறது. சில சமயங்களில் இது தீவிரமடைந்து, பரவி முன்னுல் நகர்ந்து செல்லும்போது பிரதமச் சூருவளியுடன் கலந்து ஒன்றிவிடுகிறது.

சூறாவளிக் குடும்பம்

புற அயனச்சூறாவளிகள் அநேகமாக எண்ணிக்கையில் ஒன்றாக உருவாவதில்லை என்பதை நார்வேயைச் சேர்ந்த வானிலை ஆராய்ச்சியாளர்கள் கண்டறிந்து கூறியுள்ளார்கள். ஒரே வளி முகத்தைச்சார்ந்து நான்கு அல்லது ஐந்து சூறாவளிகள் தொடர்பாக உற்பத்தியாகின்றன. இதுவே சூறாவளிக் குடும்பம் என்று ஜே. ஜெர்கின்ஸ் என்பவரால் அழைக்கப்பட்டது. ஒரு சூறாவளியானது அதன் வளர்ச்சியில் பல்வேறு நிலைகளையும் அடைந்து, சிதைந்து மறைந்த பின் அதிலிருந்து உப சூறாவளி உற்பத்தியாவது அரிய நிகழ்ச்சியல்ல. வடகோளார்த்தத்தில் உப சூறாவளி பிரதமச் சூறாவளியின் தெற்கிலோ, மேற்கிலோ தோன்றுகிறது. இவ்வுபச் சூறாவளி பிரதமச் சூறாவளிகளைப் போலவே பல நிலைகளை அடைகிறது.

இப்படியாக மூன்று அல்லது நான்கு உப சூறாவளிகள், ஒவ்வொன்றும் முந்தியதை விடச் சிறியதாய் ஒன்றன்பின் ஒன்றாகத் தோன்றுகின்றன. பொதுவாகக் கிழக்குக் கோடியிலுள்ள சூறாவளி முழுவதும் சிதையும்போது மேற்குக் கோடியிலுள்ள சூறாவளி வளரத் தொடங்குகிறது. இதனால் ஒரு தனிப்பட்ட சூறாவளி இயங்கும் வேகத்தைவிடச் சூறாவளிக் குடும்பம் முழுவதும் மெதுவாக இயங்குகிறது. பிரதமச் சூறாவளி மேல் அட்சரேகையில் முதலில் உற்பத்தியாகிறது. அதையடுத்து உண்டாகும் உப சூறாவளிகள் பூமத்தியரேகையை நோக்கி இயங்குகின்றன. கடைசியில் தோன்றும் உபசூறாவளியின் பின்புறத்திலிருந்து, துருவமண்டலக் குளிர்காற்று உப அயனமண்டலங்களை நோக்கி வீசுகிறது. இப்படி வீசும் காற்று 'துருவ எழுச்சி' (polar out-break) எனப்படுகிறது. இதுதான் எதிர்ச் சூறாவளிகளின் உற்பத்திக்குக் காரணமாகிறது. கீழ் மட்டத்தில் காணப்படும் சூறாவளிக் குடும்பம், மேல் மட்டங்களில் நிலவும் அழுத்தப் பரவலைக் காட்டுகிறது. கீழ் மட்டங்களில் காணும் சூறாவளிக் குடும்பம், மேல் மட்டங்களில் காணும் நீண்ட அழுத்த அலைக்கு இணையானதாகும்.

V வடிவம் கொண்ட குறைந்த அழுத்தப்பள்ளம்

இது ஆங்கில எழுத்தாகிய 'V' யின் வடிவத்தைக் கொண்ட சம அழுத்தக் கோடுகளால் குறிக்கப்படும் குறைந்த அழுத்தப் பிராந்தியமாகும். இது முக்கோண வடிவம் கொண்டது. இதில், முக்கோணத்தின் அடிப்பாகத்தின் மத்தியில் அழுத்தம் குறைவாயும், பக்கவாட்டிலும், மேல் பக்கத்திலும்

அதிகமாகவும் காணப்படுகிறது. அடிப்பாகத்தின் மத்தியிலிருந்து V முனைவழியாக மிகக் குறைந்த அழுத்தம் காணப்படும் பிராந்தியம் நீண்ட குறைந்த அழுத்தப் பள்ளம் என்று சொல்லப்படுகிறது. (படம் 7-4) V யின் மேல் வளைவானது எத்திசையைநோக்கியும் காணப்படும். ஆனால் தெற்கு நோக்கி காணப்பட்டால், மிகக் குறைந்த அழுத்தப்பிராந்தியத்திற்கு முன்னால் காற்று தென்திசையிலிருந்தும், அதன் பின்னால் வடதிசையிலிருந்தும் வீசுகிறது. V வடிவமுள்ள சூருவளி வெப்பவளிமுகத்துடன் சம்பந்தப்பட்டிருந்தால், அதன் முன் பாகத்தில் மழை பெய்யும் பிரதேசம் பரவலாக இருக்கும். அதன் பின்னால் மேக மூட்டமுள்ள மந்தமான வானிலை நிலவும். ஆனால் இச்சூருவளி குளிர்ந்த வளிமுகத்துடன் சம்பந்தப்பட்டிருப்பதால் திடீர் மழை அல்லது ஆலங்கட்டி மழை ஏற்படக்கூடும். அத்துடன் வெப்பமும் வெகுவாகக் குறையும். காற்று பலத்துடன் வீசும். இதற்குப் பிறகு காற்று திசைமாறி, மேகமும் மறைந்து V வடிவுள்ள சூருவளியும் மறைந்து, அவ்விடத்தில் நிர்மலமான ஆகாயமும், குளிர்ந்த காற்றும் நிலவுகிறது.

கணவாய் பிரதேசம் (col)

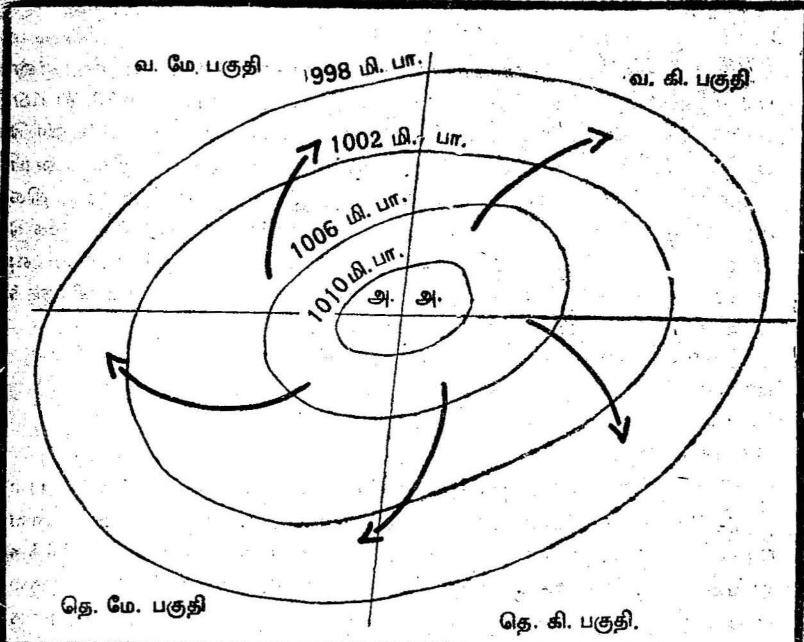
நேர் எதிராக அமைந்திருக்கும் இரண்டு அதிக அழுத்த, இரண்டு குறைந்த அழுத்தப் பிரதேசங்களுக்கு நடுவே, கணவாய்போல் காணப்படும் பிரதேசத்தில் (படம் 6-4) காற்று திசைமாறியும், இலேசானதாகவும் காணப்பட்ட போதிலும், வெப்பத்திலும் நீராவியின் அளவிலும், மாறுபட்டுக் காணப்படுகிறது. இவ்விடத்தில் நிலையற்ற வானிலை நிலவுகிறது. அவ்வப்போது திடீர் புயல்கள் தோன்றுகின்றன. குளிர் காலத்தில் மூடுபனியோ, தூறல் மழையோ காணப்படுகிறது.

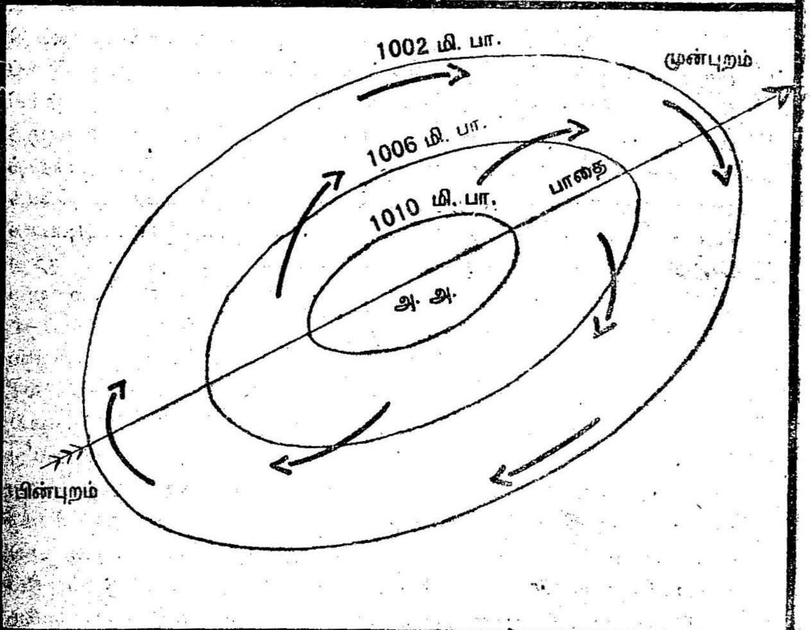
எதிர்ச்சூருவளி (Anticyclone)

தன்மை, உருவம், தோற்றம்

Nature, shape & Appearance

வானிலைப் படத்தில் காட்டியுள்ள சூருவளிகளுக்கு எதிரான சம அழுத்தக்கோடு அமைப்பைக் கொண்டவையே எதிர்ச்சூருவளிகளாகும். இது வட்டவட்டமாகவும், அடுக்கடுக்காகவும் அமைந்துள்ள சம அழுத்தக் கோடுகளால் சூழப்பட்டுள்ள அதிக அழுத்தப் பிராந்தியமாகும். (படம் 7-6a). எதிர்ச்சூருவளியானது, அதிக அழுத்தத்திற்குரிய ஒரு பிராந்தியம் என்பதைக் குறிப்பதற்கு மட்டுமின்றி, குறைந்த அழுத்தப் பிராந்திய





(படம் 7-6) எதிர்ச்சூருவளி (வட கோளார்த்தத்தில்)

மான சூருவளிக்காற்ருேட்டங்களினின்றும் வானிலை நிலைமை மற்றும் எல்லா அம்சங்களிலும் நேர்மாருன தன்மையது என்பதை விளக்குவதன் பொருட்டு இத்தகைய பெயரை ஸர்ஃபிரான்சிஸ் கால்டன் (Sir Francis Galton) என்பவர் புதிதாகக் கண்டு பிடித்தார். சம அழுத்தக் கோடுகள் வட்டமாகவோ, நீள்வளைய வடிவமாகவோ அமைந்துள்ளன. எதிர்ச் சூருவளியானது அதிக அழுத்தம் (High) என்றும், நீள் வடிவமாயிருப்தால் முகடு (Ridge) என்றும் வழங்கப்படுகிறது. சில வேளைகளில் 'V' வடிவு கொண்ட (Wedge) மேல் வளைவு (கடாவு), இரு சூருவளிகளுக் கிடையில் காணப்படுகிறது. (படம் 3-2)

பரப்பு
(The extent or size)

முன்பே கூறப்பட்டதுபோல், புயற் காற்ருேட்டங்கள் பல தரப்பட்ட பரப்புக்களைக் கொண்டவையாகும். பொதுவாக அவை செறிந்த தீவிரமுள்ள அமைப்பைக் காட்டிலும் பரந்து விரிந்தவையாகவே உள்ளன. (extensive rather than intenstive). ஆனல் எதிர்ச் சூருவளிகளானவை, சூருவளிகளைக் காட்டிலும் அதிக பரப்பையுடையவை. அவற்றின் விட்டம் சூருவளிகளைக்காட்டிலும் 25 சதவிகிதம் அதிகமாகும். பரப்பை ஆதாரமாகக் கொண்டு கவனிக்கும்போது, எதிர்ச் சூருவளிகளில் மூன்றுவகைகள் இருப்பதை அறியலாம். (1) குளிர் காலத்தில் வெப்பநிலை வீழ்ச்சி காரணமாக, சைபீரியா போன்ற பரந்த நிலப்பரப்பில், அழுத்தம் அதிகரிக்கிறது; ஆகவே இப்பகுதி அதிக அழுத்தப் பிராந்தியமாக அமைவதோடு, குளிர்காலமுழுவதும் இந்நிலையே நிலைக்கின்றது. வெப்பநிலை உயரும்போது, இது படிப்படியாக மறைந்து விடுகின்றது. தவிர வெப்பமான காலத்தில் முழுவதும் மறைந்துவிடுகின்றன. (2) குளிர்காலத்தின்போதும், மற்றும் கோடையில் சிறிது குறைந்த அளவிலும், மேற்கு ஐரோப்பாவில் அதிக அழுத்தப்பரப்புகள் தோன்றுகின்றன. இவை சில சமயங்களில் தொடர்ந்து நாட்கணக்கிலோ, வாரக்கணக்கிலோ நிலைத்துக் காணப்படுகின்றன. இவைகளின் விட்டம் 2,000 மைல்களுக்கும் மேற்பட்டிருக்கும். இவை மெதுவாக உருப்பெறுவது போன்றே, தேய்ந்து மறைவதும் படிப்படியாகவே நடைபெறுகின்றன. (3) இரண்டு குறைந்த அழுத்தப் பள்ளங்களுக்கிடையில் ஒப்பளவில் அதிக அழுத்தப் பிராந்தியங்கள் காணப்படுகின்றன. சிற்சில நேரங்களில், அதிக அழுத்தத்தால் சூழப்படும் பரப்பு சிறிதாயிருப்பதால், சம அழுத்தக் கோடுகள் மேல் வளைவக் கொண்ட கடாவுவுருவில் அமைகின்றன. மற்ற சமயங்

களில், இவை பெரிய பரப்புகளின் மீது படர்ந்து காணப்படு கின்றன. அவ்வமயங்களில் அவற்றின் விட்டம் 2,000 மைல் களிருக்கும். இவ்வகையைச் சார்ந்த எதிர்ச் சூறாவளி, சாதா ரணமாக, அமெரிக்காவில் காணப்படுகிறது. பொதுவாக, அமெ ரிக்காவின் ஓரங்களில், கடற்பரப்பின் மீது குறைந்த அழுத்தப் பள்ளங்களும், அவற்றிற்கிடையே ஒரு பரந்த அதிக அழுத்தப் பிராந்தியமும் காணப்படுகின்றன. முதல் வகையைச் சார்ந்த எதிர்ச் சூறாவளியானது, பொதுவாகக் குளிர்காலத்தில் நிலப் பகுதிகளின் மீது மட்டுமே தோன்றுகிறது. மற்ற இரு வகைகளும், பொதுவாகக் கோடைக்காலத்திலிருப்பதைக் காட்டிலும். குளிர் காலத்திலேயே அதிகப் பரப்பைக் கொண்டுள்ளவையாகக் காணப்படுகின்றன.

தோற்றமும், வகைகளும்
(Origin and kinds)

நடு அட்சரேகைகளில் இருவகைப்பட்ட எதிர்ச்சூறாவளிகள் காணப்படுகின்றன. அவையாவன. (1) ஒன்று குளிர் கலத்திற் குரியதும் (2) மற்றொன்று கோடை காலத்திற்குரியதுமாகும். முதற்சொன்ன வகையைச் சார்ந்த எதிர்ச் சூறாவளியானது, மேல் அட்சரேகைகளிலிருந்து வரும் காற்றினால் அமைந்திருப்பதோடு, பொதுவாக, மித வெப்பச் சூறாவளிகளின் (temperate cyclone) பின்புறத்தில் காணப்படுகிறது. மித வெப்ப எதிர்ச் சூறாவளியோ வெனில் உப அயன அட்சரேகைகளிலிருந்து வரும் காற்றினால் அமைக்கப்பட்டுள்ளது. குளிர்ந்த எதிர்ச்சூறாவளி குளிர்ந்த பூமியின் மேற்பரப்போடு ஏற்படும் தொடர்பின் காரண மாக, மேற்பரப்பிலுள்ள காற்றானது குளிர்ச்சியடைவதனால் வளர்ச்சியடைகிறது. இவ்வகையைச் சார்ந்த எதிர்ச் சூறாவளி யானது தீவிரமில்லாதது. ஏனெனில் மேற்பரப்புக் காற்றின் செறிவு அதிகமில்லை. ஆனால் இந்த எதிர்ச்சூறாவளியின் இயக்கம் துரிதமாக உள்ளது. மேற்பரப்பில் அதிக அழுத்தம் காணப்படுத லுக்குக் காரணம், அதிக உயரங்களிலிருந்து காற்றானது உள்நோக்கிப் பாய்வதாகும். இவ்வாறு காற்று உள்நோக்கிப் பாய்தலுக்குக்காரணம், மேற்பரப்புக்காற்று குளிர்ந்து சுருங்குவ தாகும். சிற்சில வேளைகளில், நடு அட்சரேகைகளிலும், கீழ் அட்சரேகைப்பகுதிகளிலும் வெப்பமடைவதன் விளைவாகக் குளிர்ந்த எதிர்ச்சூறாவளியானது, வெப்பமிகுந்த எதிர்ச்சூறாவளி யாக மாற்றமடைகிறது. இந் நிகழ்ச்சி ஏற்படுங்காலத்தில் இது பெரும்பாலும் நிலைத்த தன்மையதாக உள்ளது. வெப்பமிக்க எதிர்ச் சூறாவளிகள், உப அயன அதிக அழுத்த அறைகளோடு கூடிய

வைகளாக உள்ளன. இவை மிகவும் மந்தமாகவே இயங்குகின்றன. சுருங்கக்கூறின், அவை நிலையானவையே எனலாம்.

காற்றோட்டங்களும், அழுத்தமும்

அழுத்தமானது, மத்தியில் மிக அதிகமாகவும், வெளிநோக்கிக் கிரமமாகக் குறைந்தும் காணப்படுகிறது. எதிர்ச் சூறுவளியின் மத்தியில் அழுத்தமானது, பொதுவாகச் சுமார் 1,035 மில்லிபார்கள் இருக்கும். ஆனால் சில சமயங்களில், பெரிய பரப்புகளின்மீது நிலவும்போது அழுத்தம் 1,040 மில்லிபார்களுக்கு மேல் அதிகரிக்கக் கூடும். மத்தியில் உள்ள அழுத்தத்திற்கும், வெளியில் பரிதியிலுள்ள அழுத்தத்திற்கும் இடையேயுள்ள வித்தியாசமானது, சூறுவளியில் உள்ளதுபோலவே இருக்கும். இருப்பினும், சாதாரணமாக, மேற்கூறப்பட்ட அழுத்த வித்தியாசமானது, சூறுவளியில் காணப்படும் வேறுபாட்டில் பாதியளவுதான் உள்ளது. வெளியோரங்களை நோக்கியேற்படும் அழுத்தக்குறைவானது, சூறுவளியில் ஏற்படுவது போன்று சீராக இல்லாமல், ஒழுங்கற்ற முறையில் நடைபெறுவதால், மத்தியைச்சுற்றி, சம அழுத்தக் கோடுகளானவை சீரற்ற வளைவுகளாக அமைகின்றன. இக்காரணத்தினால், அழுத்தச்சரிவை அளப்பது கடினமாகிறது. எதிர்ச் சூறுவளிகள் பரந்து காணப்படுவதன் காரணமாக அழுத்தச் சரிவானது, குறைவாக இருந்தபோதிலும், கோடையிலிருப்பதைக் காட்டிலும், குளிர் காலத்தில், அதிக அழுத்தச்சரிவுகளைக் கொண்ட எதிர்ச் சூறுவளிகள் அதிக அளவில் காணப்படுகின்றன.

மையத்தில் அழுத்தம் அதிகமாயிருப்பதால், எதிர்ச் சூறுவளியானது, விரிந்து படரும் அல்லது சுழன்று சுழன்று வெளிநோக்கிப் பாயும் (outflowing) காற்றோட்டங்களைக் கொண்டதாக உள்ளது. பூமியின் சுழற்சி காரணமாக ஏற்படும் விலக்கத்தின் பயனாக, எதிர்ச் சூறுவளியினின்றும் வெளிப்பாயும் காற்றானது வடகோளார்த்தத்தில் வலஞ்சுழியாகவும், தென்கோளார்த்தத்தில் இடஞ்சுழியாகவும் சுழற்றப்படுகிறது. (மூன்றாவது இயலைப்பார்க்க). இவ்வாறு விரிந்து படரும் காற்றோட்டங்களே எதிர்ச்சூறுவளிக்குரிய சுழற்சியை உருவாக்குகின்றன (படம்-3, 17 b.). மேற்பரப்புக் காற்றானது, மையத்திலிருந்து தொடர்ந்து,வெளியேறிக்கொண்டேயிருப்பதால், இந்நிலையைச் சமன்செய்ய மேல் மட்டங்களிலிருந்து காற்றானது மையத்தை வந்தடைய வேண்டுமென்பது கூறாமலே அறியப்படுவதாகும். மேலும் அதிக அழுத்த மையத்தை நிலைபெறச்செய்ய காற்றானது மேலுயரங்களிலிருந்து எதிர்ச் சூறுவளியின் மையத்தை வந்தடைந்து அங்குத் தங்குகிறது.

பொதுவாக எதிர்ச்சூருவளியில் காற்ருேட்டங்களானவை, சூருவளியில் காணப்படுவதுபோல் அவ்வளவு தெளிவாக வளர்ச்சியடைவதில்லை. எதிர்ச்சூருவளிக்குரிய சம அழுத்தக்கோடுகள் ஒன்றுக்கொன்று அதிகம் விலகிக் காணப்படுவதால், சூருவளியில் இருப்பது போன்றல்லாமல், எதிர்ச் சூருவளிகளில் அழுத்தச் சரிவு அதிகச் சாய்வின்றியும், காற்றின் வேகம் குறைந்தும் உள்ளன. அதிக அழுத்தங்களின் மையப்பகுதியில், அழுத்தச் சரிவு மிக மிகக் குறைவாயிருப்பதால், இத்தகைய எதிர்ச்சூருவளிகள் அசைவற்ற அல்லது மிகவும் லேசான அசைவைக் கொண்ட காற்ருேட்டங்களினுல் குறிக்கப்படுகின்றன. இந்த அமைதியே எதிர்ச் சூருவளிக்குரிய எடுத்துக்காட்டான பண்பாகும். எதிர்ச் சூருவளியானது, அதைச் சுற்றியுள்ள பகுதிகளில் ஏற்படும் இயக்கத்தில் சிறிதும் பங்கு கொள்ளாத ஒரு காற்றுத் தொகுதியாகும். இந்த அசைவற்ற நிலையே, தலத்திற்குரிய தலக் காற்றுக்கள் போன்ற நிகழ்ச்சிகளை உணர ஏதுவாகிறது. ஆனல் சூருவளியிலோவெனில் அதற்குரிய வேகமாக இயங்கும் காற்ருேட்டங்கள் போன்ற இடையூறுகள், தலத்திற்குரிய நிகழ்ச்சிகளை முழுவதும் அறிய வொட்டாமல் மறையச்செய்கின்றன. ஓரங்களில் காற்ருேட்டங்கள் லேசானவையாயிருந்தபோதிலும், பொதுவாக நிலைத்த தன்மையதாயும் திசை மாற்றம் அதிகம் இன்றியும் உள்ளன. முன்னேக்கி இயங்கும், குளிர்ந்த அதிக அழுத்தப் பகுதிகளின் (cold highs) முன்பக்கமுள்ள ஓரங்களில் காற்ருேட்டங்களின் விசை அதிகரிக்கிறது. இவ்விடத்தில் (அதாவது அழுத்தப் பிராந்தியத்தின் முற்பகுதியில்) முன்னியங்கும் குறைந்த அழுத்தங்களுடன் ஒன்று கூடுகின்றன. இதற்குக் காரணம், சூருவளிகள் எதிர்ச் சூருவளிகளை நெருங்குவதனுல் அழுத்தச் சரிவில் ஏற்படும் அதிகரிப்பாகும். எதிர்ச்சூருவளியானது எப்பொழுதும் மேற்சொன்ன இணைதலுக்கு இடமளிப்பதில்லை. தலத்திற்குரிய பாதிக்கும் அம்சங்களினுல் ஏற்படும் சிறிய மாறுபாடுகளைத் தவிர்த்து, பொதுவாகக் காற்ருனது அதிக அழுத்தத்திலிருந்தும் வெளிநோக்கியே இயங்குகின்றது. ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல், வடகோளார்த்தத்தில் காற்ருனது வலப்புறமாகவும், தென் கோளார்த்தத்தில் இடப்புறமாகவும் விலக்கப்படுகிறது. இதன் விளைவாக, வட கோளார்த்தத்தில் ஏற்படும் எதிர்ச்சூருவளியின் கீழ்ப்புறத்திலுள்ள காற்ருேட்டங்கள் வடதிசையிலிருந்தும், மேற்புறத்தில் தென்திசையினின்றும், வடக்குப்புறத்தில் மேற்காற்ருகவும், தென்புறத்தில் கீழ்க்காற்ருகவும் உள்ளன (படம் 2-1ab). தென் கோளார்த்தத்தில், எதிர்ச் சூருவளியின் நாற்புறங்களிலும் ஏற்படும் காற்ருேட்டங்கள் இயங்கும் திசையானது மேற்கூறப்பட்டதற்கு நேர்மாருக உள்ளது. பொதுவாகக் காற்ருேட்

டங்கள் கிடையாக இயங்கும்போது சூருவளிகளும் எதிர்ச்சூருவளிகளுர் மாறி மாறிக் காணப்படுகின்றன. இதன் விளைவாக, அதிக அழுத்தத்தின் முற்பகுதியில் காணப்படும் மேற் காற்றோட்டங்களும், குறைந்த அழுத்தத்தின் பிற்பகுதியில் காணப்படும் மேற் காற்றோட்டங்களும் ஒரே மாதிரியான குணங்களையுடையதாயுள்ளன. இதன் பயனுகச் சூருவளிகளுக்கும், எதிர்ச்சூருவளிகளுக்குமிடையே மேற்கிலிருந்து கிழக்காகக் கிடையாக வலுத்த அழுத்தச்சரிவு தோன்றுகிறது. ஆகவே, மேல் காற்றும், வடமேற்குக் காற்றோட்டங்களும் ஏற்படுகின்றன. குளிர்ந்த புயற் காற்றோட்டங்களும், அமெரிக்கப் பனிப் புயல்களும், அதிக அழுத்தத்திற்கும், குறைந்த அழுத்தத்திற்குமிடையே உள்ள இடைப் பகுதியில் ஏற்படும் வெளிநோக்கிப் பாயும் குளிர்ந்த காற்றோடு சம்பந்தமுள்ளவையாய்க் காணப்படுகின்றன. உப அயன மண்டல அதிக அழுத்தத்தில் தோன்றும் வெப்ப எதிர்ச் சூருவளிகளைக் குளிர்ந்த அதிக அழுத்தங்களோடு ஒப்பிடுங்கால், அவை பலவீனமான காற்றோட்டத் தொகுதிகளாகும். அழுத்தச் சரிவு மிகவும் குறைவாயிருக்கும் காரணத்தினுல், மேற்சொன்ன காற்றோட்டங்கள் நன்கு உருவாவதில்லை. மேலும் அவற்றின் இயக்கமும் மந்தமாக உள்ளது.

இயங்கும் திசையும், வேகமும்

எதிர்ச்சூருவளியின் இயக்கமானது சூருவளுகளின் இயக்கத்தை ஒத்திருக்கிறது. எதிர்ச்சூருவளிகளும், சூருவளிகளும் பொதுவாக அடுத்தடுத்துத் தொடர்ந்து மேற்கிலிருந்து கிழக்காக இயங்குகின்றன. இத்தகைய பெரும் கிழக்கு நோக்கிய இயக்கத்திற்குக்காரணம், நடு அட்சரேகைகளில் நிலவும் மேற்காற்றோட்டங்கள் (westerlies) இவற்றை மேன்மேலும் தள்ளிக்கொண்டு செல்வதாகும். இக்காற்றோட்டங்கள் பொதுவாக மேற்கிலிருந்து கிழக்காக இயங்கிய போதிலும், இத்திசையே நிலையானது என்று சொல்ல இயலாது. இந்த எதிர்ச் சூருவளிகளின் இயங்கும் வேகம், பருவத்திற்கேற்ப மாறுபடுகிறது. பொதுவாக, எதிர்ச் சூருவளிகள், சூருவளிகளைக் காட்டிலும் மெதுவாக இயங்குகின்றன. சிறப்பாகக் குளிர்காலத்தில் எதிர்ச் சூருவளிகளின் வேகம், சூருவளிகளுக்கான வேகத்தைக்காட்டிலும் மந்தமாக உள்ளது. ஆனுல் கோடை காலத்தில், சூருவளிகளுக்கும், எதிர்ச் சூருவளிக்குமிடையே வேகத்திலுள்ள வேறுபாடு அவ்வளவு தெளிவாக இருப்பதில்லை.

தென் கோளார்த்தத்தில், நடு அட்சரேகைப் பகுதியில், பூமியின் மேற்பரப்பு பெரும்பாலும் நீர்ப்பரப்பானதாகையால்,

எதிர்ச்சூருவளிகளின் இயக்கம் சீராக உள்ளது. இதனுல் இவை பூமியைச் சுற்றி அலைபோன்று, கிழக்கு நோக்கி ஒன்றன்பின் ஒன்ருகத் தொடர்ந்து இயங்குகின்றன. வடகோளார்த்தத்தில், பெரும் நிலப்பகுதிகளில் உருவாகும் அதிக அழுத்தத் தொகுதிகள் சூருவளியைக் காட்டிலும் நிலைத்த தன்மையதாகவோ அல்லது ஏறக்குறைய நிலைத்ததாகவோ ஆகிவிடுகின்றன. ஆனுல் குறைந்த அழுத்தத் தொகுதிகளோவெனில் இப்பகுதிகளில் நிலையற்ற தன்மைதாயுள்ளன. அதிக அழுத்தத் தொகுதிகளின் பெருக்கமானது சிற்சில சமயங்களில் இயங்குவதைக் காட்டிலும், படருவது போன்றே தோன்றுகிறது. இது தன் இரு புறங்களிலும் இயங்கி, தன்னைக் கடந்து செல்லும் குறைந்த அழுத்தத் தொகுதிகளைக் கொண்ட, தனிப்பட்ட தொகுதிகளாக இருக்கிறது. ஏற்கெனவே கூறியதுபோல், இவ்வகையைச் சார்ந்த எதிர்ச்சூருவளிகள் அமெரிக்காவைக் காட்டிலும், ஐரோப்பாவிலேயே அதிகம் காணப்படுகின்றன. இங்கு இவற்றின் பாதை, சூருவளிகளைவிடச் சற்று அதிகமாக இடையிடையே ஒழுங்கில்லாமல் காணப்படுகிறது (erratic). ஆனுல் அமெரிக்காவில் இரு சூருவளிகளுக்கிடையில் இயங்கும் எதிர்ச்சூருவளியானது, ஏறக்குறைய இச்சூருவளிகள் இயங்கும் வேகத்திலேயே இயங்குவதுடன், அவற்றின் பாதையையும் பின்பற்றுகிறது. சூரியனுடைய வட, தென் பெயர்ச்சிக் கேற்ப உண்டாகும் வெப்பநிலை, அழுத்த காற்று மண்டலங்களின் பெயர்ச்சியையொட்டி, புயலின்பாதையும் பெயர்ச்சியடைகின்றது.

வெப்பநிலை, மழைப்பொழிவு மற்றும் வானிலை நிலைமைகள்

முற்கூறியவாறு, எதிர்ச்சூருவளிகளில் எப்பொழுதுமே வெப்பநிலை தாழ்வாகத்தானிருக்குமென்று சொல்வது சரியல்ல. ஆனுல் அது மிகவும் வேறுபடக்கூடியது. எதிர்ச்சூருவளிகளின் மேற்பரப்பு வெப்பநிலையானது, அதை உருவாக்கும் காற்றோட்டத் தொகுதிகளின் வகையைப் பொறுத்ததாகும். இதைத்தவிர, வருடத்தின் பருவம், காற்றின் ஈரப்பதம், முகில் மூட்டத்தின் அளவு போன்ற மற்ற அம்சங்களும் வெப்பநிலையைப் பாதிக்கின்றன. ஆகவே, எதிர்ச்சூருவளிகளின் மேற்பரப்பானது மேற்சொன்ன அம்சங்களைப் பொறுத்து, குளிர்ச்சியாகவோ, வெப்பமாகவோ இருக்கலாம்.

கண்டத்திற்குரிய துருவ அல்லது துருவ வட்டக் காற்றோட்டத்திற்குள் அடங்கும் மேல் அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில், குளிர்

காலத்தில் உறுப்பெறும் எதிர்ச்சூருவளியானது, மேற்சொன்ன பகுதியில் ஏற்படும் குளிர் காற்றலைகளுக்கான காரணத்தை விளக்குகிறது. இதனால் இப்பிரதேசத்தில் கடுமையான குளிர்கால வானிலை நிலவுவதோடு, வடஅமெரிக்காவின் கிழக்குப்பகுதியில், பெரும்பாலும் விசாலமான பரப்புகளில், பூச்சியத்திற்கும் தாழ்வான வெப்பநிலை ஏற்படுகிறது. இந்த எதிர்ச்சூருவளிகள் குளிர்ச்சி மிகுந்திருக்கக் காரணம் வருமாறு : (1) துருவ வட்டப் பிராந்தியங்களில் எதிர்ச்சூருவளிகள் குளிர்ந்த வளிப்பகுதியாக உருவெடுத்து, வலிமை மிகுந்த வடமேற்குக் காற்றோட்டங்களோடு கூடியதாய்த் தெற்கு நோக்கி இயங்குகிறன. (2) குளிர்காலத்தில் நீண்ட இரவு நேரங்களில், காற்றின் நிர்மலமான தன்மையானது, பூமிக்குரிய வெப்பக் கதிர்வீசலைத் துரிதப்படுத்த ஏதுவாகிறது. மேல் அட்சரேகைப் பகுதியில் உருவாகும், குளிர்ச்சிமிக்க துருவக்காற்றோட்டங்களால் ஆன நன்கு உருப்பெற்ற எதிர்ச்சூருவளியானது, அது இயங்கும் பிராந்தியங்களில், கோடைகாலத்திலும்கூட தாழ்ந்த வெப்பநிலையைக் கொடுக்கிறது. இந்தப் பிராந்தியங்களில் தொடர்ந்து பல நாட்களுக்கு நிர்மலமான குளிர்ந்த இரம்மியமான வானிலை நிலவுகிறது. இக்காரணத்தினலேயே நடு அட்சரேகையில் நிலவும் அதிக அழுத்தத் தொகுதிகள் எல்லாப்பருவங்களிலும் தாழ்ந்த வெப்ப நிலையுடன் கூடியுள்ளதாயுள்ளன.

நடு அட்சரேகைப் பிராந்தியங்களில் தோன்றும் எதிர்ச்சூருவளியானது பொதுவாகத் தாழ்ந்த வெப்பநிலையுடன்கூடியதாயிருந்தபோதிலும் கோடைகாலத்தில் உப அயன அல்லது அயன மண்டலத்தில் தோன்றும் வெப்பமிகுந்த எதிர்ச்சூருவளியின் இயக்கம் காரணமாக வெப்பநிலை மிக அதிகரிக்கிறது. இதன் பயனகச் சிற்சில சமயங்களில் வெப்ப அலைகள் ஏற்படுவதுமுண்டு. டிரோபோஸ்ஃபியர் மண்டலம் முழுவதும், எதிர்ச்சூருவளியில் நிலவும் காற்று அளவுக்கு மீறி வெப்பமாயுள்ளது. நிர்மலமான, முகில் மூட்டமில்லாத வானமும் வறண்டகாற்றும் எதிர்ச்சூருவளியுடன் கூடியிருப்பதால், நீண்ட கோடைக்காலங்களில் சூரிய வெப்பக்கதிர்வீசல் திறம்பட நடைபெறுவதற்கு ஏதுவாக உள்ளது. சில நேரங்களில், ஏற்கெனவே கூறப்பட்டது போல், வெப்பமிகுந்த எதிர்ச்சூருவளிகள், வடக்கு நோக்கி, மேல் அட்சரேகைப் பகுதிகளினுள் இயங்குகின்றன. இவை வடக்கு நோக்கி இயங்குகையில் கீழ் அட்சரேகைப் பகுதிகளிலுள்ள வெப்பத்தைத் தென் காற்றோட்டங்கள் உடனெடுத்துச் செல்கின்றன. இதன் பயனக மேற்சொன்ன அட்சரேகைப் பிரதேசங்களில், குளிர்காலத்தின் குளிர்ச்சி மட்டுப்படுத்தப் படுகிறது.

முடிவாகத் துருவக் காற்றோட்டங்களாலான அதிக அழுத்தத் தொகுதிகளே சிறப்பாகக் குளிர்காலங்களில் சாதாரண வெப்ப நிலையைக் காட்டிலும் குறைந்த வெப்பநிலைக்குக் காரணம். ஆனால், அயனமண்டலக் காற்றோட்டங்களாலான அதிக அழுத்தத் தொகுதிகளோவெனில், அசாதாரணமான வெப்ப மிகுதிக்கு, அதுவும், சிறப்பாகக் கோடைக் காலத்தில் குறிக்கப்படும் உயர்ந்த வெப்பநிலைக்குக் காரணமாகின்றன. இவ்வாறு மாறி மாறி வெப்ப, குளிர்ந்த அலைகள் எதிர்ச் சூறுவளிகளோடு தொடர்ந்து காணப்படுகின்றன.

பொதுவாக, எதிர்ச்சூறுவளிகளானவை, அழுத்தம், காற்றோட்டங்கள் ஆகிய அம்சங்களில் மட்டுமின்றி மழைப் பொழிவை விளைவிப்பதிலும், சூறுவளிகளுக்கு நேர் எதிரான இயல்பைக் கொண்டவை. இதைச்சார்ந்து, எதிர்ச்சூறுவளி நிலவும் பிராந்தியங்களில் முகில் மூட்டமில்லாத வானிலை நிலவுவதோடு, மிகக் குறைந்த அற்ப அளவிலே மழை ஏற்படுகிறது. எதிர்ச்சூறுவளிகளானவை, கீழிறங்குவதும், விரிந்து படருவதுமான காற்றோட்டங்களோடும். விசாலமான பரப்புகளில் ஒரே சீரான வளிப்பகுதிகளின் பண்புகளை யுடையவையாதலால், இவை இயங்கும் பகுதிகளின் மழையின்மை இயல்பானதாகும். காற்று கீழ்நோக்கிய இயக்கத்தின் பயனாக வெப்பமடைவதால், லேப்ஸ் வீதம் குறைந்து காற்றின் நிலைத்த தன்மையை அதிகரிக்கிறது. இவ்வாறாகக் காற்றின் மேலியக்கத்தின்போது, முகில் மூட்டத்திற்கோ, மழைப் பொழிவு ஏற்படுவதற்கோ, மிகக்குறைந்த வாய்ப்பே உள்ளது. எதிர்ச் சூறுவளி நிலவும் பகுதிகளில், பொதுவாக முகில் மூட்டமில்லாத சீரான வானிலையே நிலவுகிறதென்பது உண்மையாயினும். இப்பகுதிகளில் மழையே ஏற்படுவதில்லை என்று சொல்வது பொருந்தாது. எதிர்ச்சூறுவளியினுள், தலத்திற்குரிய மழைப்பொழிவு ஏற்படும் பகுதிகளுமுண்டு. இங்கு காற்றின் கீழிறக்கம் அதிக அளவில் ஏற்படுவதில்லை. எடுத்துக்காட்டாக, உப அயன எதிர்ச்சூறுவளியின் மேற்பகுதியில் உறுதியில்லாக் காற்று நிலவுவதால், அதிக அளவில் மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது (170ஆம் பக்கம் பார்க்க-படம் 3-20). பொதுவாக, இது எதிர்ச் சூறுவளிக்கான தொகுதிகளுக்கு விலக்காகும். உப அயன மண்டல எதிர்ச்சூறுவளியின் மேற்கு ஓரத்தினுள் அடங்கும் பகுதிகள் பின்வருவன. கரிபியின் கடல், மெக்ஸிகோ வளைகுடா, கிழக்கு சீனா, ஜப்பானின் தென்பகுதி, தென்கிழக்கு பிரேசில், தென் கிழக்கு ஆப்பிரிக்கா மற்றும் கிழக்கு ஆஸ்திரேலியா முதலியன, இதை ஒத்த அட்சரேகைப் பகுதிகளில் கீழிறங்கும் காற்றோட்டங்களோடு கூடிய, கடலுக்குரிய எதிர்ச்சூறுவளி

களின் கிழக்குப் பகுதிகளுள் அடங்கும் கண்டங்களின் மேலோரங் களில் காணப்படும், வறண்டபகுதிகளோடு ஒப்பிட்டுப்பார்க் கையில், மேற்சொன்ன பகுதிகளில் நிலவும், வெப்பதட்பநிலை ஒரே அட்சரேகைகளிலிருந்த போதிலும் நேர்மாருக உள்ளது.

மொத்தத்தில் எதிர்ச்சூருவளிக்குரிய வானிலையானது, வானிலை முன்னறிவிப்பாளருக்கு ஓய்வளிக்கும் காலமாகும். எதிர்ச்சூருவளியில் மாறுபட்ட வானிலையின்மை என்ற பண் பானது, சூருவளியைப்பற்றிய படிப்பினையின்மூலம் முக்கியத்து வத்தை மிகைப்படுத்துகிறது. இது இவ்வாறிருக்க, சில குறிப் பிட்ட நிலைமைகளின்கீழ், எதிர்ச்சூருவளியானது வானிலையின் திடீர் மாற்றத்திற்குக் காரணமாக உள்ளது. எதிர்ச்சூருவளி களால் ஆக்கிரமிக்கப்படும் பிராந்தியங்களில் நிலவக்கூடிய வானிலையானது எதிர்ச்சூருவளியின் வகையையும், ஏற்படும் காலத்தையும் பொறுத்ததாகும். பொதுவாகக் குளிர்ச்சிமிக்க எதிர்ச்சூருவளியானது, வறட்சியும் குளிர்ச்சியும் கூடிய மிக இரம்மியமான வானிலைக்கு ஏதுவாக உள்ளது. காற்ருனது குளிர்ச்சிமிக்கதாய் இருந்தபோதிலும், வறண்டதாயும், நிர்மல மாயும் உள்ளது. ஆகவே, புலனுகும் தன்மை மறைக்கப்படுவ தில்லை. சிறப்பாக இந்நிலை பின்னேக்கி இயங்கும் எதிர்ச் சூருவளியின் பின்புறம் காணப்படுகிறது கடற் பரப்புக்களின் மீதும், கரை நோக்கி வீசும் காற்ருேட்டங்களைக் கொண்ட கடைற் கரையோரப் பகுதிகளிலும் மட்டுமே முகில் மூட்டமும், மழைப் பொழிவும் சாதாரண நிகழ்ச்சியாக இருக்கலாம். எதிர்ச் சூருவளியில், காற்றின் கீழிறக்கத்தின் பயனுக, மேல்காற்றில் வெப்பக் கிரமமாறுகை ஏற்படுகிறது. (பக்கம் 84ஐப் பார்க்க). பூமிக்கருகில் காற்று குளிர்ச்சியாக உள்ளது. குளிர்காலத்தில், வெப்பமான எதிர்ச்சூருவளிகள் நிலவும் பிராந்தியங்களில், கீழுள்ள குளிர்ந்த காற்றுப் படுகையானது, இயக்கமின்றி தேங்கிக் காணப்படுவதோடு, வெப்பக் கதிர்வீசல் காரணமாக மேலும் குளிர்ச்சியடைகிறது. இதன் விளைவாகக் குளிர்காலத்தில் மூடுபனி பரந்து காணப்படுகிறது. எதிர்ச்சூருவளியில் தளர்ந்த காற்ருேட்டங்களின் காரணமாக மூடுபனியானது தொடர்ந்து நிலைக்கிறது. ஆகவே வெப்பமிகுந்த எதிர்ச்சூருவளிகள், குளிர் காலத்தில் பனிமூட்டமான அல்லது மந்தமான முகில் மூட்டமான வானிலையை விளைவிக்கின்றன. ஆனுல், கோடையில், நிர்மல மான, வெப்பமான வானிலை நிலவுகிறது, கீழ்ப்படுகைகளில் உள்ள காற்ருனது நிலைத்த தன்மையதாக உள்ளது. வெப்ப எதிர்ச்ருசூவளிகளால் ஆக்கிரமிக்கப்படும் கடற்பரப்பு, மற்றும் பெரும்பாலான பகுதிகள், எல்லாக் காலங்களிலும் முகில்

மூட்டமான வானிலைக்கு உள்ளாகின்றன. காற்றில் வெப்பக் கிரம மாறுகை ஏற்படும் படுகைக்குமேல், ஸ்டிராடோஸ்ஃபியர் வரையிலுங்கூட, காற்றானது எல்லாக் காலங்களிலுமே வறட்சியாக உள்ளது. வெப்பம் புகா மாறுகையின் காரணமாகக் காற்று வெப்பமடைவதால், முகில் தோற்றம் தடை செய்யப்படுகிறது. ஆகவே, வெப்ப எதிர்ச் சூறாவளியில் மழைப்பொழிவு அரிதாகும். சில நேரங்களில், வெப்பக்கிரம மாறுகைப் படுகைக்குக்கீழ், இலேசான தூறல் மழை படைமுகிலினின்றும் ஏற்படுகிறது.

கடாவு (Wedge)

இது இரு சூறாவளிகளுக்கிடையே காணப்படும் முக்கோண வடிவமுள்ள அதிக அழுத்தப் பிரதேசம். இது V வடிவக் குறைந்த அழுத்தப் பள்ளத்திற்கு எதிர்மாறானதாகும். இதன் பரப்பளவு மிகவும் சிறியதே. இது V வடிவைக் கொண்ட, மேல் வளைவு சம அழுத்தக் கோடுகளால் குறிக்கப்படுகிறது. இம் முக்கோண அதிக அழுத்தப் பிரதேசத்தின் அடிப்பாகத்தின் மையத்தில் அழுத்தம் அதிகமாயும், பக்கவாட்டிலும், மேல் பக்கத்திலும் அழுத்தம் குறைவாயும் காணப்படுகிறது. இவ்வதிக அழுத்தத் தொகுதி எந்த இரு சூறாவளிகளுக்கிடையே காணப்படுகிறதோ அவைகளுக்கிடையே இயங்குகிறது. முதலில் தோன்றிய சூறாவளி, இருந்த இடத்தை விட்டுப் பெயர்ந்து செல்லும்போது அழுத்தமானது, அதன் பின்புறத்தில் விரைவில், சிறிது நேரத்திற்கு அதிகமாகின்றது. பின்பு, அழுத்த அதிகரிப்பு நின்று, சிறிது நேரத்திற்குப்பின் அழுத்தம் குறைகிறது. இந்த அழுத்தக் குறைவு சூறாவளியின் வருகையைக் காட்டுகிறது. கடாவுவில் வீசும் மந்தமான காற்றானது, அதன் முன்பாதியில் வடக்காகவும், பின்பாதியில் தெற்காகவும் வடகோளார்த்தத்தில் வீசுகிறது. முன்பாதியில் நிர்மலமான ஆகாயமும், இரம்மியமான வானிலையும் நிலவுகிறது. இங்கு அழுத்தம் அதிகரித்துக்காணப்படுகிறது. கடாவு இருந்த இடத்தை விட்டுக் கடந்து செல்லும்போது, அவ்விடத்தில் அழுத்தம் குறைகிறது. அழுத்தம் குறையும்போது நிகழும் வானிலை இவ்விடத்தில் காணப்படுகிறது.

எதிர்ச்சூறாவளிகள் ஏற்படும் பிராந்தியங்கள்

எதிர்ச் சூறாவளிக்குரிய சுழற்சியானது, நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளிலும், கீழ், மேல் அட்சரேகைகளின் ஓரப்பகுதிகளிலும் நிலவும் காற்றோட்டச் சுழற்சியின் முக்கிய அம்சமாகும். இச் சூறாவளிகளின் பாதை தெளிவாகக் குறிக்கப்படாதிருப்பினும், இவை அடிக்கடி இயங்கும் பகுதிகள், வடசீனா, ஜப்பான் முதலியன

வாகும். இச்சூருவளி சைபீரியாவின் குளிர் மிகுந்த நடுப் பகுதியில் உருவாகிறது. இதனுடைய மற்றொரு பாதை வருமாறு : கனடாவின் வட மேற்குப் பகுதி, ஆர்டிக் சமுத்திரம் ஆகிய இடங்களில் தோன்றி, கனடா, அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகள் வழியாகச் செல்கிறது. இந்தக் குளிர்ந்த எதிர்ச் சூருவளிகளில் சில, சைபீரியாவிலிருந்து, வெகு தூரம் வரை கூட, அதாவது அலாஸ்கா, யூகான் முதலிய பகுதிகள் வழியாக இயங்குகின்றன. வட அமெரிக்காவிலும், ஆசியாவிலும் இயங்கும் குளிர் மிகுந்த அதிக அழுத்தத் தொகுதிகளானவை, பொதுவாகத் தென் கிழக்காக இயங்கி, உப அயன அட்சப் பகுதிகளை அடைகின்றன. கடற்பரப்பின் மீது கிழக்கு நோக்கி இயங்குகின்றன. இங்கு இவை, அஸோர்ஸ், ஹவாய் முதலிய பகுதிகளுக்கருகில் காணப்படும். வெப்பமான எதிர்ச் சூருவளிகளை இடம் பெயர்த்தோ அல்லது அவற்றோடு ஒருமித்தோ வெப்ப எதிர்ச் சூருவளிகளாக மாற்றமடைகின்றன. ஐரோப்பாவில் நிலவும் குளிர்ந்த எதிர்ச் சூருவளியானது, அரிதாக ஏற்படுவதோடு, மிகக் குறைந்த காலத்திற்கே நீடிப்பதாகும். இது சிறப்பாகக் கிழக்கு நோக்கி வட ஐரோப்பாவில் இயங்கும் சூருவளிகளின் பின்புறத்தில் உருவாகிறது. வெப்பம் மிகுந்த எதிர்ச்சூருவளிகள் மற்றப் பிராந்தியங்களைக் காட்டிலும் சில குறிப்பிட்ட பிராந்தியங்களில் வெகு சாதாரணமாய் ஏற்படுகின்றன. இவை உருவாகும் பகுதிகளில் மிக முக்கியமானது, உப அயன மண்டலமாகும். சிறப்பாக, இப்பகுதியில் கடற்பரப்புகளாகும். இவ்வாறு இவை இங்கு நெருக்கமாக அதிக அளவில் காணப்படும் காரணம் அறியப்படவில்லை. இது உலகக் காற்றோட்டப் பொதுச் சுழற்சியின் ஒரு முக்கிய அம்சமாகும். இந்த வெப்ப அதிக அழுத்தத் தொகுதிகளானவை. உப அயன மண்டலத்தில் தோன்றி, மேற்கு ஐரோப்பா அல்லது வட அமெரிக்கா ஆகிய பகுதிகளின் வழியாக இயங்குகின்றன. சில சமயங்களில் இவை ஐரோப்பாவின் மேற்குப் பகுதியில், சிறப்பாக பிரிட்டிஷ் தீவுகளில் மட்டுமே தோன்றுகின்றன. பொதுவாக, இத்தகைய நிகழ்ச்சி, அஸோர்ஸ் அதிக அழுத்தத் தொகுதியின் வலிமை, நெருக்கம் குறையும்போது ஏற்படுகிறது பொதுவான காற்றோட்டச் சுழற்சியின் அமைப்பிலிருந்து, இந்நிகழ்ச்சி மாறுபட்டதாகும். தென் கோளார்த்தத்தில் இவ்வெப்ப அதிக அழுத்தம் உப அயனப் பிராந்தியங்களிலிருந்து வெளியே இயங்குவதில்லை.

எதிர்ச் சூருவளிகளின் அழிவு அல்லது சிதைவு மெதுவாகவோ அல்லது திடீரென்று உடனடியாகவோ ஏற்படலாம். குளிர்ந்த எதிர்ச் சூருவளிகள் வெப்ப மிகுந்த அட்சரேகை

களை அடையும்போது அவற்றின் வலிமையை இழந்து, கடற்கரையைக் கடந்த பின்னர் ஒன்றிரண்டு நாட்களுக்குள்ளாகவே மறைந்து விடக்கூடும். வெப்பமிகுந்த அதிக அழுத்தத் தொகுதிகளானவை, கடை நிலையில் முரண்பட்டுக் காணப்படுகின்றன. சில நேரங்களில், மாற்றமேது மின்றி, ஒரே நிலையில், பல நாட்கள் தொடர்ந்து நிலைக்கக் கூடும். இதே நிலையில் இருந்து மெதுவாக மறையக்கூடும். மற்ற நேரங்களில், அவை இயங்கும்போதே சிதையக்கூடும். இச்சமயங்களில் அருகில் புதிய அழுத்தத் தொகுதியின் தோற்றத்தின் பொருட்டு, பழைய தொகுதி ஒன்று மறையக்கூடும்.

அயன மண்டலச் சூறுவளிகள்

அயன மண்டலச்சூறுவளிகளென்பவை, அதிக நாசத்தை விளைவிக்கக்கூடிய குழப்பங்களென்று பொதுவாக எல்லோராலும் அறியப்படுகின்றன. பொதுவாக, இவை வியாபாரக் காற்று மண்டலத்திலோ அல்லது அதையொட்டியோ காணப்படுகின்றன. அதிகவலிமை, மிகக் குறைந்த அழுத்தங்கள், அதிக விசையுடன் இயங்கும் காற்றோட்டங்கள் ஆகியவை, அயனச் சூறுவளிக்குரிய பண்புகளாகும். இக் காற்றோட்டங்கள் வட கோளார்த்தத்தில் இடஞ்சுழியாகவும், தென் கோளார்த்தத்தில் வலஞ்சுழியாகவும் சுற்றி இயங்குகின்றன. அடர்ந்த முகில்களும், தாரையாகக் கொட்டும் மழைப் பொழிவும், பொதுவாகக் குறைந்த அளவிற்கு மின்னலின் தோற்றமும் இச்சூறுவளிகளில் காணப்படுகின்றன. அயன மண்டலத்தின் வானிலை இயலைப்பற்றிய படிப்பிணையிலிருந்து, தீவிரமான சூறுவளிகள் ஒரு புறமிருக்க, அழுத்தச்சரிவு, காற்றோட்டங்கள் ஆகிய அம்சங்களைக் கருதும்போது பெரும்பாலும் அயனச் சூறுவளிகள் மிதமான தீவிரத்தையேயுடையன என்று தெரியவருகிறது. இச்சூறுவளிகள் வானிலைக்கான முக்கிய அம்சமாகிய மழைப் பொழிவைப் பாதிப்பதில் குறிப்பிடத்தக்கவை. அயன மண்டலப் பகுதிகளில், இச்சூறுவளிகளில் காணப்படும் வெப்ப நிலைமாற்றங்களும், இதர வேறுபாடுகளும் குறிப்பிடுமளவிற்கு முக்கியத்துவம் வாய்ந்தவையல்ல. கீழட்சரேகைகளுக்குரிய சூறுவளிகள், சில அம்சங்களில் புற அயனச் சூறுவளிகளை யொத்திருந்த போதிலும், பல அம்சங்களில் வேறுபடுகின்றன. இவை, சிறப்பாகக் கடலில் தோன்றுபவையாகும். கண்டங்களைக் கடந்து செல்லும்போது இவை சிதைந்து மறைந்து விடுகின்றன. கிழக்கு நோக்கி இயங்குவதற்குப் பதில் மேற்காக இயங்குகின்றன (படம் 7-5). ஒரு குறிப்பிட்ட அளவு தீவிரத்தை யுடைய அயனச் சூறுவளிகள் 'ஹரிகேன்கள்' (Hurricanes) என்றறியப்படுகின்றன.

இவை அட்லாண்டிக் மகா சமுத்திரம், கரிபியன் கடல், மெக்ஸிகோ வளைகுடா, வடபசிபிக் கடலின் கிழக்குப் பகுதி ஆகிய இடங்களில் நிலவுகின்றன. வடபசிபிக் கடலின் மேற்குப்பகுதி, தென்பசிபிக் கடலின் பெரும்பகுதி ஆகிய இடங்களில் நிலவும் சூருவளிகள் 'டைபூன்கள்' (Typhoons) என்றும், இந்து மகா சமுத்திரத்தில் சூருவளிகள் என்றும் வழங்கப்படுகின்றன. ஆஸ்திரேலியாவில் சில குறிப்பிட்ட இடங்களில் ஹரிகேன் போன்ற சூருவளிகள் 'வில்லிவில்லிஸ்' (Willy willies) என்றும், பிலிப்பைன் தீவுகளில் 'பேகுயஸ்' (Baguios) என்றும் குறிக்கப்படுகின்றன. தோற்றம், அமைப்பு, தன்மை, இயல்பு ஆகிய எல்லா அம்சங்களிலும் அயனச் சூருவவளிகள் ஒன்றையொன்று ஒத்துள்ளன. வலிமைமிக்க இச்சூருவளிகள் எண்ணிக்கையில் குறைவாயிருந்தும், சில குறிப்பிட்ட பகுதிகளுக்கு மட்டுமே உரியவையாயிருந்தும் தட்பவெப்ப நிலையை அறிவதில் குறிப்பிடுமளவிற்குச் சிறப்பு வாய்ந்தவையாக இல்லாவிடினும்கூட, இவற்றைப் பற்றிய விவரங்கள் நன்கு ஆராய்ந்தறியப்பட்டுள்ளன. ஆனால் பெரும்பான்மையான பகுதிகளில், விசாலமான பரப்புகளில் வியாபிப்பவையும், பெரிய நிலப் பகுதிகளுக்கான வானிலையைப் பாதிப்பவையுமான வலிமை குன்றிய சூருவளிகளைப்பற்றிய படிப்பினைக்கு அவ்வளவு முக்கியத்துவம் கொடுக்கப்படவில்லை. அவற்றைப் பற்றிய விவரங்கள் ஒன்றும் நன்கு ஆராய்ந்து அறியப்படவில்லை.

17ஆம் நூற்றாண்டிலேயே ஜெர்மனியைச் சார்ந்த பூகோள வல்லுனரான வாரினியஸ் (Varinius), ஹரிகேன் சூருவளிகளைச் சுழற்காற்றோட்டங்களென்று கருதி அவை பற்றிய விவரங்களை அறிவித்துள்ளார்- புகழ்பெற்ற மாலுமிகளும், கடற்பிரயாணத்தை மேற்கொண்ட அறிவாளிகளும், தங்கள் உலகப் பிரயாண அனுபவங்களின் மூலமாக, தீவிரமிக்க அயனச் சூருவளிகளில் நிலவும் காற்றோட்டங்கள், மற்றும் இதர நிலைமைகளைப் பற்றிய சிறப்பான எடுகோள்களை விட்டுச் சென்றுள்ளனர். அயனச் சூருவளிகள் உப அயனச் சூருவளிகளிரண்டுமே, குறைந்த அமுக்கத்திற்குரிய காற்றோட்டத் தொகுதிகளாகும். இவை ஓரிடத்திலிருந்து மற்றோரிடத்திற்குப் பரவலாக இயங்குகின்றனவென்ற உண்மை வானிலைப்படங்கள் கண்டு பிடிக்கும் வரை திட்டமாக நிறுவப்படவில்லை. அயன மண்டலத்தின் வானிலை பற்றியும், அயனச் சூருவளிகளைப் பற்றியும் அறிவதில் இருந்த ஆர்வம் 1930ஆம் ஆண்டில், அதாவது ஆகாய மார்க்கங்களை அயன மண்டலங்களின் வழியாக விரிவாக்கிய பின்னரே உச்ச நிலையை அடைந்தது. ஆகவே இப்பிராந்தியங்களில் வானிலைக் குறிப்புகளும், வானிலை முன்னறிவிப்புகளும் இன்றியமையாதவையாயின. மேலும் இரண்

டாம் உலக மகா யுத்தத்தின்போது இப்பிராந்தியங்களில் யுத்த நிகழ்ச்சிகளுக்கு வானிலையைப் பற்றிய அறிவு அதிகம் தேவைப் பட்டதால், எடுகோள்கள் சேமிக்கப்பட்டன. அயன மண்டல வானிலையைப் பற்றிய அநேக சிக்கல்களுக்கு இவை விளக்கம் கொடுத்துள்ளன. அயனச் சூருவளிகளின் மேற்பரப்புதல் பண்பு களைப்பற்றிய விவரங்கள், சிறிது சிறிதாகக் குறிப்புகளிலிருந்து சேமிக்கப்பட்டன. டெப்பர்மன் (Deppermann), டேன்ஹில் (Tanne hill), மிட்சல் (Mitchell), டாம்பியர் (Dampier) போன்ற வானிலை வல்லுனர்களும், முன்னுல் குறிப்பிட்ட மற்றவர்களும் இச் சூருவளிகள் தோன்றும் பிராந்தியங்கள் காற்ருேட்டத்தின் இயங்கு வேகம், திசை மற்றும் அவைகளின் பண்புக்குரிய அம்சங்கள் ஆகிய எல்லாச் செய்திகளைப் பற்றிய அறிவுக்குப் பெரிதும் உதவி புரிந்துள்ளனர். இருந்தபோதிலும், அயனச் சூருவளி கடலுக் குரிய நிகழ்ச்சியாதலால் விமானங்கள் கடந்து செல்லும் பெரும் பான்மையான பகுதிகளில் மேல்காற்றிற்குரிய எடுகோள்கள் குறைவாயிருப்பது இயல்பானதேயாகும். தென் அட்லாண்டிக் கடற்கரை, அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் கல்ஃப் கடற்கரை யோரங்கள், ஆண்டிலீஸ் போன்ற பகுதிகளில் அமைக்கப்பட் டிருப்பதுபோல் பைலட் பலூன் (Pilot balloon) போன்ற கருவிகள் வைக்கப்பட்டுள்ள இடங்களில்கூட, சூருவளிகள் நிலவும் பிராந் தியம் முழுவதிலுமே, மேல் காற்றைப்பற்றிய குறிப்புகள் கிடைப் பது அரிதாகிவிட்டதாகையால், அயனச் சூருவளிகளின் பண்பு களும், உருவாக்கம் மற்றும் பெருக்கம் ஆகிய எல்லாச் செய்தி களுமே இதுவரை நிச்சயமாக அறியப்படவில்லை.

அயனச் சூருவளிகளின் வகையீட்டையும் அவற்றின் இயல்பைப் பற்றியும் நன்கு அறிந்து கொள்வதற்கு அந்த வகை களைப் பற்றி விவரிக்குமுன் அச் சூருவளிகளின் உற்பத்தியைப் பற்றி அறிந்து ஆராய்வது நல்லது.

அயனச் சூருவளிகளின் உற்பத்தி

புற அயனச்சூருவளிகளின் கீழ் ஏற்கெனவே விவரித்தபடி, அயனச் சூருவளிகளின் உற்பத்தியைப் பற்றிக் கூறும் பழமையான வெப்பக் கொள்கைக்கு ஆதரவாளர்களும் எதிர்ப்பாளர்களும் உண்டு. இக்கொள்கையை ஆதரிப்பவர்களின் கூற்று யாதெனில் அயனச்சூருவளி தோன்றுமிடம், நேரம், மற்றும் அது பெருக்க மடைந்தபின் அதன் பொது இயல்பு, ஆகியவற்றைக் கருதும் போது, அதன் உற்பத்தி வெப்பத்திற்குரியதாக இருக்கக்கூடும் என்பதாகும். அவை வெப்பத்திற்குரிய தோற்றத்தையுடையதாக

இருப்பதால் பின்வரும் நிபந்தனைகளைப் பூர்த்திச் செய்கின்றன என்பதும் அவர்களுடைய கூற்றாகும்.

1. சூறாவளியின் வெப்பநிலைத் தோற்றத்திற்கு இன்றியமையாததொரு நிபந்தனை யாதெனில் அச்சூறாவளி தோன்றும் பிராந்தியத்தில் அமைதி நிலவ வேண்டும். மேற்கூறிய அயனச் சூறாவளி தோன்றுமிடத்து இத்தகைய நிலை காணப்படுகிறது. இத்தகைய குழப்பமற்ற நிலையானது, அதிக அளவில் காற்றின் மேலெழுப்பத்திற்கு ஏதுவாக உள்ளது. அவ்வாறின்றேல், காற்றோட்டங்கள் கிடையாக, பக்க அசைவின்மூலம், தொடர்ச்சியாக ஒன்றோடொன்று கலக்கும். இவ்வமைதிப் பிராந்தியத்தில் வெப்பம் அடைந்த காற்றானது விரிவடைந்து மேலேயுள்ள காற்றை வெளி நோக்கித் தள்ளுவதால் அதன் இருபுறங்களிலும் அழுத்தம் அதிகரிக்கிறது. அதன் பயனாக மேற்பரப்புக்கருகில் நிலவும் காற்றானது இருபுறத்திலிருந்தும் தடையின்றி இயங்குகிறது. முறையாக இதுவும் வெப்பமடைந்து மேலெழும்புவதால் ஒரு வெப்பசலனத்தொகுதி உருவாகிறது. காற்றானது நான்கு பக்கங்களிலிருந்தும் பரவலாக மையத்தை நோக்கி இயங்கும்போது சூறாவளிக்கான சுழற்சி ஏற்படுவது இல்லை. ஆனால் இவ்வாறான நிலை விலகு விசையே இல்லாதிருக்கும் பூமத்திய மண்டலத்தில் மட்டுமே ஏற்படக்கூடும். ஆனால் பூமத்திய அமைதி மண்டலமானது, பூமத்திய ரேகையில் அமைவதில்லை என்றும், தவிர இவ்வமைதி மண்டலமானது, பருவங்களுக்கேற்ப இடப்பெயர்ச்சியடைகிறதென்றும், நமக்கு ஏற்கெனவே தெரியும். பெரும்புயல்கள் பொதுவாக அமைதிப் பிராந்தியத்தில் ஈரமான வெப்பக்காற்றில் உருவாகின்றன. பூமத்தியரேகைக்கப்பால், வடகிழக்கு வியாபாரக் காற்றால் பூமத்திய மண்டலப் பக்கத்தில் இப்பெரும் புயல்கள் தோன்றுகின்றன. பூமியின் சுழற்சியின் விளைவாக ஏற்படும் விலகுவிசையின் பயனாகக் காற்றோட்டங்களில் சுழலியக்கம் ஏற்படுகிறது. இவ்வியக்கம் பூமத்திய ரேகைக்கு 5°க்கு அப்பாலும் 20°க்குள்ளாகவும் ஏற்படுகிறது. மேலும் 10° முதல் 15° வரையுள்ள அட்ச ரேகைகளில்தான் அடிக்கடி ஏற்படுகின்றன. வெப்பச்சலனமேற்படும் பிராந்தியத்தில் வடகிழக்குத் திசையிலிருந்து இயங்கும் காற்றானது மையத்தை நோக்கி நேராக இயங்காமல், பூமியின் சுழற்சி காரணமாக வலப்புறமாகத் திருப்பப்படுகிறது. அதே போலவே, தென்கோளார்த்தத்திலிருந்து வடகோளார்த்தத்தை நோக்கி இயங்கும் காற்றும் வலப்புறமாகத் திருப்பப்படுகிறது. சூறாவளி தோன்றியவுடனேயே பூமத்திய மண்டலத்திலிருந்து விலகிச்செல்லும் காரணத்தை மேற்சொன்ன நிகழ்ச்சி விளக்குகிறது.

வெப்பச்சலனத்தின் விளைவாக அழுத்தக் குறைவேற்படும் பிராந்தியத்தில் மேற்சொன்ன இரு காற்றோட்டங்களும் ஒன்றுக்கொன்று எதிரெதிர்த்திசையில் இயங்குகின்றன. இது வெப்பச் சலனத்தை துரிதப்படுத்தி அழுத்தக் குறைவை மேன்மேலும் அதிகரிக்கச் செய்கிறது. வெப்பக் கொள்கையின்படி அயனச் சூருவளி நிலவும் பிரதேசமானது வியாபாரக் காற்று இயங்கும் பிராந்தியத்தின் ஓரங்களில், அதாவது அமைதி மண்டலத்திலும், பருவக்காற்றியங்கும் பகுதிகளிலும் இருத்தல் வேண்டும். இவ்விடங்களில்தான் அயனச் சூருவளிகள் தோன்றுகின்றன. அட்லாண்டிக் கடலின் தென்பகுதியில் இவை தோன்றுவதில்லை. ஏனெனில் அமைதி மண்டலமானது அட்லாண்டிக் கடற்பகுதியில் பூமத்திய ரேகையின் தென்புறத்தில் அதிக தூரம் இடப் பெயர்ச்சி அடைவதில்லை.

குதிரையட்சரேகைப்பகுதி அமைதிப் பிராந்தியமாக இருந்த போதிலும், அதிக அழுத்த மையங்கள் நிறைந்திருப்பதாலும், பூமத்தியரேகை அமைதிப் பிராந்தியத்தில் இருப்பதுபோல் காற்றோட்டங்களின் பொதுவான மேலெழுப்பம் இங்குக் காணப் படுவதில்லையாகையாலும், அயனச் சூருவளிகள் இப்பகுதியில் தோன்றுவதில்லை.

சுழலியக்கத்தை நிலைநிறுத்தும் முக்கிய ஆதாரம் நீராவி திரவமாகும்போது வெளிவிடப்படும் வெப்பமெனக் கருதப்படு கிறது. இந்த அம்சத்தில் அயனச் சூருவளியானது, புற அயனச் சூருவளியினின்றும் வேறுபடுகிறது. திரவமாதல் நிகழ்ச்சி நடை பெருவிடின், தேவையான சக்தி வெப்பமடைந்த மேற்பரப்பி னின்றும் பெறப்பட்டு, காற்றை விரிவடையச் செய்வதில் பயன் படுத்தப்படுகிறது. சுழலியக்கம் ஏதாவது ஏற்படுமாயின் அது வளிப்பகுதிகளிடையே உண்டாகும் உராய்வின் பயனாக இலேசானதாக இருக்கும். சூரிய வெப்பத்தில் பெருமளவு முகில்களின் தோற்றத்திற்காக ஈர்க்கப்பட்டு விடுவதால், சூரியனிடமிருந்து கிடைக்கும் வெப்பச்சக்தி முழுதும் பூமியின் மேற்பரப்பையடைவ தில்லை. அவ்வாறு ஈர்க்கப்படாவிட்டால் பூமியின் மேற்பரப்பை அடைந்து அங்குள்ள சக்தியை அதிகரிக்கச்செய்யும் வெப்பச் சக்திக்கு அடுத்த ஆதாரம் வளிமண்டலத்தின் பொதுச் சுழற்சி யாகும்.

காற்றோட்டத்தின் சுழல் இயக்கத்திற்கு திரவமாதலின் பயனாக வெளியாகும் மறை வெப்பமே மூலாதாரமாகக் கருதப்படுவதால் காற்றின் ஈரப்பதன் அதிகமாக இருக்குமிடங்களில் மட்டுமே அயனச் சூருவளிகள் தோன்றக் கூடுமென்று எதிர்பார்க்கப்படு

கிறது. இத்தகைய ஈரமிகுந்த காற்று கடல்களின் மேற்கு ஓரங்களிலும், நீராவியாதல் அதிகபட்சமாக இருக்கும்போதும் காணப்படுகின்றது. வங்காளவிரிகுடா, அரபிக்கடல் ஆகிய பகுதிகளில் ஏறக்குறைய மேற்சொன்ன இரு நிபந்தனைகளும் பூர்த்தி செய்யப்படுவதால் பருவங்களுக்கிடையே அமைதி நிலவும் காலங்களில் காற்று ஈரமிகுந்து காணப்படுகையில் சூருவளிகள் தோன்றுகின்றன. கோடையில் அயனப்பிராந்தியங்களில் தென்மேற்குப் பருவக்காற்று நிலவுவதால், இங்கு நிலவும் காற்று அமைதியற்றுக் காணப்படுகிறது. ஆகவே இச்சமயத்தில் இங்குச் சூருவளிகள் உருவாவதில்லை; கடல்களின் கிழக்கு ஓரங்களிலோ, காற்றோட்டங்கள் நிலப்பரப்பிலே தோன்றுவதால் வறட்சி மிக்கதாயுள்ளது. இந்நிலை சூருவளிகளின் தோற்றத்திற்குச் சாதகமானதாக இல்லை. வெப்பத்தின் விளைவாக ஏற்படும் அயனச் சூருவளிகள் மற்றவையோடு ஒப்பிடப்படுகையில் தீவிரமற்றதாக உள்ளன. இவை கடற்பரப்புகளில் உருவாவதால் பொதுவாகக் கடற்பகுதியிலிருந்து நிலத்தை நோக்கி இயங்கும்போது, துரிதமாக மறைந்துவிடுகின்றன. அப்படியே நிலத்தை நோக்கித் தொடர்ந்து இயங்கினாலோ அல்லது அயன மண்டலத்தைக் கடந்து, புற அயனப் பிராந்தியங்களைக் கடந்தாலோ, அயனச் சூருவளிகளின் இயல்பான பண்புகளை இழந்து, புற அயனச் சூருவளிகளின் பண்புகளை உடையனவாயிருப்பது நிச்சயம். சில ஆயிரம் அடி உயரமுள்ள மேட்டுப் பகுதியே, இவற்றின் முன்னேக்கிய இயக்கத்தைத் தடைசெய்து அழிக்கவல்லது என்ற உண்மை ஒன்றே அயனச் சூருவளிகளின் தீவிரமற்ற தன்மையை விளக்கப் போதுமானது. இவ்விஷயத்தில் இவை புற அயனச் சூருவளிகளினின்றும் வேறுபடுகிறது. புற அயனச் சூருவளிகள் கடற்பகுதிகளை நாடினாலும், நிலத்தை நோக்கிப் பெரும்பாலும் அடிக்கடி இயங்கிச் சிதைவுறாமல் பெரிய நிலப்பரப்புகளைக் கடக்கின்றன.

மேற்கூறிய உண்மைகளினின்றும், வெப்பமான கடற்பரப்புக்களில் வெப்ப நிலை வேறுபாடுகள் குறைவாக இருக்கின்றன என்பது தவிர, வெப்பச்சலனத்திற்குச் சாதகமாயுள்ள நிலைமைகளின்கீழ் அயனச் சூருவளிகள் தோன்றுகின்றன என்பது நன்கு விளங்குகிறது. மிகச்சிலரே வெப்பச்சலனக் கொள்கையை ஆதரிக்கிறார்கள். ஏனெனில் சில இடங்களில் சூருவளிச் சுழற்சியில்லாமலேயே கன மழைப் பொழிவு ஏற்படுகிறது. மேலும் கன மழைப்பொழிவை விளைவிக்கும் முற்றிலும் உருவான சூருவளிகள் கூட தீரவிமடைவதில்லை. இத்தகைய சூருவளி மையங்கள் ஒரே நிதானமாக 1,000, அல்லது 1,500 மைல்கள், அதற்கும் மேலும்கூட இயங்குகின்றன.

வெப்பச்சலனம் ஒன்று மட்டுமே, சூருவளித்தோற்றத்திற்கான நியதி எனக்கூற இயலாது. ஆனால் சூருவளித் தோற்றத்திற்கு வெப்பச்சலனம் இன்றியமையாதது என்ற உண்மையை எவரும் மறுப்பதில்லை. ஏற்கெனவே கூறப்பட்டதுபோல், ஹரிகேன் என்னும் பெரும்புயல்களை நிரப்பும் காற்றானது மேற்பரப்புக்கருகேயுள்ள காற்றுக் கலப்புப் படுகையிலிருந்து ஈர்க்கப்படுகிறது. ஆகவே மேற்பரபுக் காற்றின் தன்மை, இயல்பு, பண்பு மற்றும் காலத்திற்கேற்ப அதன் மாறுபாடு ஆகிய அம்சங்களைக்கொண்டு சூருவளிகள் தோன்றக் கூடுமா இல்லையா என்பதை ஓரளவுக்கு நிர்ணயிக்க இயலும். நீர்ப்பரப்பிலும், காற்றிலும் வெப்பநிலையில் காணப்படும் ஒரு குறிப்பிட்ட தலத்திற்குரிய வேறுபாடுகள் நன்கு உருவமைக்கப்படாத நிலையற்ற இலேசான அழுத்தக் குறைவுப்பகுதிகளை விளைவிக்கப் போதுமானவை என்று சிலர் நம்புகின்றனர். இவ்விடங்களில் தலத்திற்குரிய வெப்பச்சலன மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது. சிற்சில சமயங்களில் இப்பகுதிகளைச் சுற்றி, பல நாட்களுக்குப்பின் வலிமை குன்றிய ஒரு சூருவளிச் சுழற்சி தோன்றக்கூடும். பின், மேற்பரப்புக் காற்றின் ஈரத்தன்மையினாலும், காற்றுத் தம்பத்தில் உள்ளுறை வெப்பம் காரணமாக உறுதியற்ற நிலை காணப்படுவதாலும், வெகு விரைவில், பெரும் புயலின் சுழல் உருவாகிப் பெருக்கமடைகிறது.

வளிமுகக் கொள்கை

அயனப் பிரதேசங்களின் வெப்பதட்ப நிலையினை நிர்ணயிக்கின்ற அயனக் குழப்பங்களையும், மற்றும் குறைந்த அழுத்தப் பகுதிகளில் உற்பத்தியையும் குறித்துப் பலரும் விவாதித்து வந்துள்ளனர். அயனச் சூருவளிகளின் தோற்றம் பற்றிய தொன்மையான வெப்பச்சலனக் கோட்பாடு அனைவராலும் ஏற்றுக் கொள்ளப்படுவதில்லை. ஏனெனில் மேலே விவரிக்கப்பட்டபடி ஊன்றிக் காணப்பட்ட உண்மைகளைப் பற்றிய விரிவான விளக்கத்தை அது அளிப்பதில்லை. சூருவளிகள் தோற்றம் குறித்து வேறு பல விளக்கங்கள் தரப்பட்டிருக்கின்றன.

துருவ வளிமுகக் கொள்கையின் விளக்கம் கூறப்பட்டதற்குப் பின்னர், பூமத்திய ரேகைப் பிரதேசத்துக்கு பெர்ஜரானின் படிப்பினைகளைப் பயன்படுத்த இடைவிடாத முயற்சிகள் நடைபெற்று வந்துள்ளன. வளிமுகக் கொள்கையினைப் பின்பற்றுவோர், சூருவளிகள் பூமத்தியக் குறைந்த அழுத்தப் பகுதியில் தோன்றுகின்றன என்று கருதி வருகின்றனர். இப்பகுதி வடகோளார்த்த வியாபாரக்காற்றுகளும், தென்கோளார்த்த வியாபாரக் காற்றுகளும் சந்திக்கும் ஒரு மண்டலத்தில் இருக்கிறது. இந்தப்

பகுதிக்குத்தான் இடை அயனக் குவியும் பிரதேசம் என்று பெயர். இப்பகுதியின் உள்தான் அயன இடைவளிமுகம் என்று அழைக்கப்படுகின்ற கோட்டில் இரு வியாபாரக் காற்றுகளும் சந்திக்கின்றன. இதனை ஒருவர் ஏற்றுகொள்ளுமுன் அயன வானிலை இயலின் விவாதத்திற்குப் பெரிதும் இலக்காகின்ற உண்மையான தொடரற்ற வளிமுகப்பரப்புகள் இருப்பதும், இல்லாததும் ஆகிய வேறுபட்ட கருத்துக்களை எடுத்து அலசிப் பார்த்தல் வேண்டும். வளிமுகங்கள் இருக்கின்றன என்ற கருத்தையே பலரும் தக்கதெனக் கொள்கின்றனர். இதற்கு மாறான கருத்து கொண்டவர்களோ, பூமத்திய வளிமுகத்தில், கருதக்கூடிய வெப்ப வேறுபாடுகளே கிடையா தென்றும், அடர்த்தி தொடரற்றதாய் அமையாமல் காற்றானது ஏறக்குறைய ஒரே தன்மையதாய் இருக்கிறதென்றும் காரணம் காட்டுகின்றனர்.

வளிமுகக் கோட்பாட்டை நிறுவவேண்டுமேயானால், நம்பத் தக்க எடுத்துக்காட்டுகள் சொல்லப்படல் வேண்டும். இதற்குத் தடை தருவது மேல்காற்றுப்பகுதியில் அமைந்துள்ள மிகக் குறைந்த ஆராய்ச்சி நிலையங்களே. வளிமுகம் உள்ளமையை ஆதரிக்கும் விவாதமானது, காற்றில் தொடரற்ற தன்மையுள்ளது என்னும் கருத்தை ஏற்றுக்கொள்வதையும், அவ்வாறு அக் கருத்தை ஏற்றுக்கொள்வதால் வளிப்பகுதியிலும் தொடரற்ற தன்மையுண்டு என்பதை அறிந்து கொள்வதையும் சார்ந்துள்ளது.

வழக்கத்தில் ஏற்றுக்கொள்ளப்படும் தொடர்பு அறுபாடுகள் சிறப்பாக மூன்று வகைப்படும்.

(1) இடை அயன வளிமுகங்கள்.

(2) வட தென்முகமாக வியாபிக்கும் வளிமுகங்கள்

(3) இடைத்தர (உப)-(subsidiary) வளிமுகங்கள்.

ஏற்கெனவே கூறப்பட்டபடி இடை அயன வளிமுகம் தோன்றும் பகுதி இடை அயன மண்டலமாகும். உலகை வளைந்து வரும் இப்பகுதியில் இரு கோளார்த்தங்களுக்கும் உரிய வியாபாரக் காற்றுகள் சந்திக்கின்றன. பண்டைநாளில் இம்மண்டலத்திற்கு வழங்கி வரப்பட்ட பெயர் பூமத்திய அமைதி மண்டலம் என்பதாகும். மற்றும் அந்நாளில் வெப்பச் சலன மழை, இடிமின்னற் புயல் ஆகியவற்றைத் தோற்றுவிக்கும் ஈரமான தேங்கு வளியின் உறுதியின்மைத் தன்மையால் இப்பகுதியின் வானிலை நிலைமைகள் கட்டுப்படுகின்றன என்றும் நம்பப்பட்டு வந்தது. இந்நாளில் வட, மற்றும் தென் வியாபாரக் காற்றுகளுக்கு இடையே தெள்ளிய

வளிமுகத் தொடர்பு அறுபாடுகள் அமைந்து இருக்கின்றன என்று கருதப்படுவது சாதாரண வழக்கு. இத் தொடர்பு அறுபாட்டுக் களின் இடையே பூமத்திய அமைதி மண்டலப்பரப்புகள் என்று சொல்லப்படுமிடங்களில் சற்றே தேங்கிய பூமத்திய வளிப்பகுதிகள் நிலவுகின்றன. பூமத்திய வளிப்பகுதிகளும், வியாபாரக்காற்று களும் பொருந்தும் எல்லை சாதாரணமாகப் பலத்த வியாபாரக் காற்றின் திக்குக்கு ஏற்பத் திசை நோக்கும். ஆனால் வியாபாரக் காற்றின் அலை மோதலின் விசை அதிகரிக்கும்போது ஒப்பில் குளிர்ந்த காற்று பூமத்திய வளிப்பகுதிகளைக் கீழறுக்க முனைகிறது. மற்றும் அது எளிதில் அறியத்தக்கதும் நன்கு புலப்படுவதுமான வளிமுக நிகழ்ச்சிகளை உண்டு பண்ணுகிறது.

குளிர்கால கோளார்த்தத்தினின்றும் வியாபாரக் காற்று சமராப் பகல் நாட்களுக்குப் பின்னர் பின்னடையும்போதுதான் வியாபாரக் காற்றுகளுக்கு நடுவே காணப்படும் இடை அயன வளிமுகம் சிறப் பாக உருவெடுக்கிறது. பூமத்திய ரேகையை இவை சீராகவும், தொடர்ச்சியாகவும் கடப்பது கிடையாது. ஆயின் இந்நிகழ்ச்சி திடும் பிரவேசங்களாலும் தற்காலிகப் பின்னேற்றங்களாலும் அமைந்துள்ளது. ஒவ்வொரு திடீர் பிரவேசமும் ஒரு சீரிய குளிர் வளிமுக வகை நிகழ்ச்சியினால் அமையப்பெற்றுள்ளது. முன்னேறிச் செல்லும் வியாபாரக்காற்றுகள் தற்காலிகமாய்ச் செயலிழக்கையில் வளிமுக விளைவு மறைந்துவிடுகிறது. அவ்விடத்தில் பூமத்திய ரேகைக் காற்றுகளின் ஆதிக்கம் தொடங்குகிறது. அல்லது கோளார்த்தத்தின் வியாபாரக்காற்று திரும்ப ஆதிக்கம் செலுத்து கிறது. பின்னேற்ற நிகழ்வு, இடை அயனக் குவியும் பகுதி மீண்டும் பூமத்திய ரேகையைக் கடக்கும் வரை சற்று ஒழுங்காக நடைபெறுகிறது. பின்னடையும் வியாபாரக் காற்றின்மீது, புத்து யிர்ப்பு பெற்ற வியாபாரக் காற்றுகள் இலையுதிர்காலக் கோளார்த்தத் திலிருந்து வீசும் காரணத்தினால் இந்நிகழ்ச்சியானது அடிக்கடி வெம்மை வளிமுக நிகழ்ச்சியினால் தொடரப்படுகிறது. ஆயின், பெரும்பாலும் இரு வியாபாரக் காற்றுகளின் செயல் புரிவு இக் காலத்தில் சிறிதாயுள்ளது. மேலும் புலப்பாட்டுப் படங்களில், தேங்கிய பூமத்தியக்காற்று, பெரும் பரப்புகளில் தோற்றம் அளிக் கின்றன.

ஒரே கோளார்த்தத்தின் இரண்டு எதிர்ச் சூருவளி அறைகளி லிருந்து வெளியாகும் அயன வளிப்பகுதிகளுக்கு இடையே தோன்றும் வளிமுகத்துக்கு வடதென்முகமாக வியாபிக்கும் வளிமுகம் என்பது பெயர். இரு கோளார்த்தங்களின் குளிர்காலங் களில் இவ்வறைகள்—நிலைத்திருக்கும் காரணத்தால், இத்தகைய வளிமுகங்கள் குறை நிலைத்தன்மை கொண்டு, உடனடியாய்

அறியப்படுவனவாய் விளங்குகின்றன. குறிப்பிட்ட கோளார்த்தத்தின் கோடைகாலத்தில் சொல்லப்பட்ட அறைகளின் பகுதிகள் பெரிதும் மாறுபடும் தன்மை பெற்றுள்ளன. அதன் காரணமாக அடுத்துள்ள கோளார்த்தத்திலிருந்து காற்று பூமத்திய ரேகையைக் கடக்கும்போது எதிர்ப்படும் வட, தென் ஓடும் வளிமுகத்தின் இருப்பிடம் பெரிதும் மாறுபடுகிறது. காற்றானது குளிர் கோளார்த்தத்திலிருந்து பூமத்திய ரேகையைக் கடந்து கோடை கோளார்த்தத்திற்குச் செல்லும்போது வட, தென் ஓடும் வளிமுகம் குளிர் கோளார்த்தத்திலிருந்து கோடைக் கோளார்த்தத்துக்குக் கடந்து செல்கிறது. இடை அயனக் குவியும் பகுதியோடு சந்திக்கும் போது, இது மும்முனைப்புள்ளி ஒன்றைத் தோற்றுவிக்கிறது என்று சில வளி இயலாளர் கூறுகின்றனர். இதுவே மூன்று வளிப் பகுதிகள் சந்திக்கும் இடமாகும். அயனச் சூறாவளிகள் உண்டாவதற்கு மும்முனைப் புள்ளியின் தோற்றம் பெரிதும் துணை செய்கிறது என்று ஆதாரப் பூர்வமாக நம்பப்படுகிறது.

ஏற்கெனவே விவரித்தவை போன்றில்லாமல் இடைத்தர வளிமுகங்கள் தலத்திற்குரியனவாய் உள்ளன. ஒரே தன்மையுடைய வளிப்பகுதியில் தலத்திற்குரிய வேறுபாடுகளின் காரணமாய் இவை உண்டாகின்றன. இடத்தன்மையால் ஏற்படும் வேறுபாடானது மலைத்தடுப்பாலோ, காற்று பூமத்திய ரேகையை அடையும்போது விலகு விசையின் கட்டுப்பாடு இல்லாததினாலோ காற்றோட்டத்தின் ஒரு பகுதி திசை மாறுபடுவதால் ஏற்படுகிறது. அவ்வாறு திசை திருப்பப்பட்ட பகுதி மீண்டும் பழைய திசையிலேயே செல்லும் பகுதியுடன் ஒன்று படுகிறது. அதன் விளைவாக தலத்தன்மை சார்ந்த குவியும் பகுதி தோன்றுகிறது. அளவில் சிறியதாய் இருப்பதுடன் இவை தோன்றும் இடம் மாறி மாறிக் காணப்படுகிறது.

அயனப் பகுதிகளில் சிறப்பாய்க் கருதத்தகும் வெப்ப வளிமுகங்கள் உண்மையிலேயே இருக்கின்றனவா என்று ஐயங்கள் எழுப்பப்படுகின்றன. ஆயினும் வளியியலாளரில் பெரும்பாலோர், வெம்மையான மற்றும் ஓரளவு குளிர்ந்த காற்றுகளின் சந்திப்புக்களில் பெரும் புயல்கள் தோற்றுவிக்கப்படுகின்றன என்று திடமாக நம்பி வருகின்றனர். இத்தகைய கருத்துக்களை பிரண்ட் (Brunt) தமது புத்தகத்தில் தெரிவித்துள்ள போதிலும், வளிமுகக்கொள்கையால் மேல் அட்சரேகைகளைப் போலவே கீழ் அட்சரேகைகளிலும் சூறாவளி மூலக் கொள்கைகளைத் தெளிவாக விளக்க முடியாததை இவர் உணர்ந்திருக்கிறார். 1921 இலேயே புரூக்சும், பிராபியும் வியாபாரக்காற்றுகளின் எல்லைப் பிரச்சினைக்குத் தீர்வு கண்டுள்ளனர். அப்போது அவர்கள் தென் பசிபிக்கின் மேலைப்பகுதிகளில் இரு கோளார்த்தங்களின் வியாபா

ரக்காற்றுகளுக்கு இடையே காணப்பட்ட ஒரு குவியும் பகுதியை நன்கு விவரித்துள்ளனர். இவ்வெல்லையிலோ, அதற்கு அருகாமையிலோதான் அயனச் சூருவளிகள் தோன்றுவதாகக் காணப்படுகின்றன. இவ் வெல்லையின் வழியாகக் கடந்து செல்லும் சூருவளிகள் சற்றுப் பின்னர் உயர் அட்சரேகைகளை நோக்கி வளைந்து செல்லுகின்றன. இந்த எல்லைப்புறத்தைத்தான் புருக்சும் பிராபியும் பூமத்தியரேகை வளிமுகம் என்ற சொல்லால் குறிப்பிட்டனர். துருவ வளிமுகக் கொள்கை நன்கு அறியப்படுவதற்கும் முன்னரே இவ்வளிமுகம் அறியப்பட்டிருந்தது. தரையளவில் உள்ள சராசரி காற்று, மழை போன்றவற்றை அலசிக் காண்பதற்கு நார்வேக்காரர்கள், புருக்சு மற்றும் பிராபியின் வழி முறைகளைக் கடைப்பிடித்ததாய்க் காணப்பட்டபோதிலும், பூமத்திய ரேகை வளிமுகம் குறித்த ஆராய்ச்சிகளில் தனியான முறையையே பின்பற்றி யுள்ளனர். அவர்கள் விரிவான பரப்புகளில் ஆராய்ச்சிகள் புரிந்து இறுதியில் அயனப்பகுதிகளையும் தமது ஆராய்ச்சிகளில் பயன் படுத்தினர். பசிபிக், அட்லாண்டிக் மற்றும் இந்து மகா சமுத்திரங்களில் காணப்படும் இடை அயன வளிமுகத்தினை அவர்கள் விவரித்துள்ளனர். அது மட்டுமின்றி அயன நிலப் பரப்புகளில் அதனுடைய அமைவிடத்தைக் குறிப்பிடவும் அவர்கள் முயற்சி செய்துள்ளனர். பின்னர் அயனப் பிரதேசத்தின் புலப்பாட்டுப்படங்களின் விளக்கமாய், வளிமுக மற்றும் வளிப்பகுதியின் ஆராய்ச்சிகளைப் பயன்படுத்திக்கொள்ள ஒருமுகமான முயற்சிகள் பலராலும் எடுத்துக்கொள்ளப்பட்டன. அயனப் பிராந்தியத்தில் பல பாகத்தில் பலர் இம்முறையினைப் பின்பற்றிவந்துள்ளார்கள். அயனப் பகுதிகளின் சில கண்டுபிடிப்புகள் பின்வருமாறு (1) அயனப் பிரதேசங்களில் திரண் கார்முகில்கள் சில ஒழுங்கான வரிசைகளில் அமைவு பெறும் தன்மை. மேல் அட்சரேகைகளில் குளிர்வளிமுகத்துடன் சம்பந்தப்பட்ட முகில்வகைகளுக்கு ஒப்பானவை. இம்முகில்களின் வரிசை எப்போதும் இல்லாவிடினும் பெரும்பாலும் தரை மட்டத்தே காணப்படும் குறைந்த அழுத்தத்துடன் தொடர்புகொண்டுள்ளது. (2) மற்றும் பெரும்புயல், இடிமின்னற்புயல், அயனச் சூருவளிகள் — இவற்றைச் சுற்றியோ இவற்றிற்கு வெளிப் புறத்திலோ உள்ள இளம் காற்றுப் பகுதிகளில் மேகம் மற்றும் காற்று மாறுபடும் வரிசை, நாள் கணக்கில் காணப்படுகிறது. (3) மேலும் முன்னர் இத்தகைய வரிசைகள் காணப்பட்ட பகுதிகளில் சில சமயங்களில் புயல்கள் உண்டாவதாய்க் காணப்படுகின்றன. இவ்வரிசைகள் வளிமுகங்கள் என எடுத்துக் காட்டப்படுவதற்கு அப்புயல்கள் போதுமானவை. இது வளிமுகம் மற்றும் வளிப்பகுதியின் ஆராய்ச்சிகளைப் பயன்படுத்தி அயனப் பகுதிகளின் வானிலையை முன்னறிவிப்பதற்குக் கையாளப்பட்டது.

சூருவளி உற்பத்திக்கு வளிமுகக் கொள்கையை ஏற்பதற்கு முன்னரே கூறப்பட்டபடி புரூக்சு, பிராபி, மற்றும் பெர்ஜரான் முதலியவர்கள் வழிகாட்டினுர்கள். மேலும், மேலே கண்டறிந்த உண்மைகளாலும் மற்றும் வேறு பல உண்மைகளாலும் சூருவளித் தோற்றத்திற்கு விளக்கம் தரும் வளிமுக அலைக்கொள்கை மேற் கொள்ளப்பட்டது. சில வளி இயலாளர்கள் அயனப் பிரதேசங் களில் வளிமுகங்களின் தோற்றம் குறித்து ஐயுறவும் தொடங்கி ஞர்கள். ஏனெனில் வளிமுகங்களின் குறுக்காய் வெப்ப வேறுபாடு கள் பெரும்பாலும் இல்லாதிருந்த காரணத்தாலேயே அத்தகை யோர் மிகவும் கவனமாய் அயனவளிமுகங்களின் லேசாகப் புலனுகும் வேறுபாடுகளையும், புற அயன வளிமுகங்களின் தெளி வாகப் புலனுகும் வேறுபாடுகளையும், கருத்திற்கொண்டனர். அயனப்பிரதேசங்களில் வளிப்பகுதிகள் உள்ளமையையும், மற்றும் வளிமுகக் கொள்கையையும் ஏற்றுக்கொண்டபின்னர் பெரும் தொடர்பு அறுப்புக்களை வகைப்படுத்தும் முயற்சிகள் மேற்கொள் ளப்பட்டன.

கீழ்க்கண்ட வளிமுகங்களின் வகைகள் உணரப்பட்டன. (1) பூமத்திய அல்லது இடை அயன வளிமுகம். (2) கிழக்கு ஆசியாவின் குளிர்ப்பருவக்காற்றிற்கும், வட பசிபிக்கின் வியாபாரக் காற்றிற்கும் நடுவே காணும் அயன வளிமுகம், பெரும் வளி முகங்கள் பிறவும் அயனப் பிரதேசங்களின் பிற பகுதிகளில் அறியப்பட்டு விவரிக்கப்படலாயின. பின்னரும். மேற்காற்று மண்டலத்திலிருந்து அயன அட்ச ரேகைகளை நோக்கித் துருவ வளிமுகங்கள் செல்வது குறித்தும் அதிக கவனம் செலுத்தப் பட்டது.

சில அயனப்புயல்களுக்கும். கரிபியன் கடலிலும், வங்காள விரிகுடாவிலும் தோன்றும் பெரும் புயல்களுக்கும் விளக்கம் சொல்லும்வகையில் வளிமுக மற்றும் வளிப்பகுதி ஆராய்ச்சிகள் பயன்படுத்தப்பட்டுள்ளன. வடபசிபிக்குப் புயல்களுக்கு ஒரு விரி வான மும்முனைப் புள்ளிக் கொள்கையின்படி விளக்கம் தரப்பட்டது. அயனப் பிரதேசங்களின் படிப்பினைக்கு வளிமுக மற்றும் வளிப் பகுதிக் கொள்கை பெரிதும் பயன்படுகிறது என்பதற்குச் சற்றும் ஐயம் இல்லை.

அயனப் புயல்களின் தோற்றத்திற்கும், வளர்ச்சிக்கும் தக்க விளக்கம் தருவது முக்கியப் பிரச்சினை அல்ல. ஆனுல் வழக்க மாகக் காணப்பட்டதைக் காட்டிலும் இன்னும் பல சூருவளிகள் ஏன் தோன்றவில்லை என்பதற்கு விளக்கம் அளிப்பது சிரமமானதே. பூமத்திய வளிமுகம் ஒரு கூர்மையான தொடர்பு அறுப்பாக மாறும் தன்மையதாய் இருப்பதான கருத்துக்கள் தெரியப்படுத்தப்

பட்டுள்ளன. குளிர் கோளர்த்தத்தில் பீறிட்டெழும் துருவக் காற்றுகள் பூமத்தியப் பகுதிகளை அடையும்போது பூமத்திய வளி முகம் புத்துணர்ச்சி கொள்கிறது என்பதாக வளிப்பகுதிக் கொள்கையினர் கருதுகின்றனர். இவ்வாறு திடீர்விசை அடைந்த பூமத்திய வளிமுகம் உறுதித்தன்மை குறைவுபட்டு அயனச் சூருவளி ஒன்றை உருவாக்குகிறது. பூமத்திய வளிமுகத்திற்கு அளிக்கப்படும் திடீர் விசையின் தன்மை பற்றிச் சொல்கையில், காற்று தோன்றும் கோளர்த்தத்திலிருந்து போதுமான அளவு எதிர்ச்சூருவளிச் சுழற்சக்தி பெற்றிருந்த காற்று பூமத்திய ரேகைக்குக் குறுக்காக எழுகையில் உண்டாகும் திடீர் விசையினுல் மற்ருெரு கோளார்த்தத்தில் சூருவளி சுழற்சியாகத் தோன்றுகிறது என்று முன்னர்கண்ட வளி இயலாளர் சொல்லுகின்றனர். அயனப் பிராந்தியங்களில் இக்கருத்தை ஏற்றுக்கொள்வது வளிமுகக் கொள்கையை ஒப்புக்கொள்வதைப் பொறுத்துள்ளது.

மேலே எடுத்துச் சொல்லப்பட்ட கோட்பாடுகளைச் சிறிது மாறுபாடுகளோடு வளி இயலாளரிற் பெரும்பாலோர் ஏற்றுக் கொண்டாலும் இரண்டாம் உலகப்போரின் புலப்பாடு அனுபவங் கள், சிறப்பாகப் பசிபிக் மற்றும் கரிபியக் கடலின் அனுபவங்கள், முதன் முதல் வரையறுக்கப்பட்ட வளிப்பகுதிக்கொள்கைக்கு முரண்பட்டுள்ளது. இதில் கீழ் அட்ச ரேகைகளில் குறுகிய கால வானிலை முன்னறிவிப்புக்கு வழி காட்டியாய்ப் பயன்படாத தன்மை காணப்பட்டது. இந்தக் கொள்கையைப் பின்பற்றுவோர் பூமத்தியக் குவியும் பகுதியைத் தலை கீழான வெப்பச் சரிவினைக் கொண்ட ஒரு வளிமுகமாய்க் கருதுவதை இவ்விடத்தில் எடுத்துக் கூறுவது தகும். எனவே பூமத்தியப் பகுதியை நோக்கிப் புடைக்கும் பூமத்தியக் குவியும் பகுதியில், உருவெடுக்கும் சூருவளி மையங்களும், மற்றும் வளிமுக வெப்பப்பகுதி நன்கு உருவாகும் தோற்றமும் காணவேண்டும். உண்மையில், உரு வாகும் மையங்கள் ஆரம்பத்தில் துருவப்புறப் புடைப்புகளின் அருகாமையில் அமைந்துள்ளன என்பதில் கருத்து ஒற்றுமை நிலவு கிறது. கூறப்பட்ட கொள்கையை ஒப்புக்கொள்வது பற்றி ஐயத் தைத் தோற்றுவிக்கும் வேருெரு கருத்து, பூமத்தியக் குவியம் பகுதியின் குறுக்காக, அடர்த்தி வேறுபாடுகள் இருந்தால் இப் பகுதியில் ஒரு துரிதமான உள்ளடங்கல் நேருமாயின் அப்பொழுது தான் தோன்றுகின்ற சூருவளியின் காற்றின் பரப்பும், தரை மட்டத் துக்காற்றிலேயே அமைந்திருக்கும். இது சூருவளி தீவிரம் கொள்வதைத் தடுக்கிறது. அயனச் சூருவளியின் பாதைக்குள் நுழையும் காற்றானது சூருவளியின் மையத்தில் மேலே எழுகிறது. ஆயின் அயனப் பிரதேசங்களின் வெளிப்புறத்தே துருவக்காற்று

அமிழ்கிறது. உள்ளடங்கல் பெரும்புயல் வளர்ச்சிக்குத் தடையாக இருக்கும். முதிர்வடைந்த பெரும் புயல்கள் தளர்வடைவதையும், மறைந்து போவதையும் நாம் கவனிக்க இயலும். இவ்வாறு நேர்வது, ஒப்பில் துருவப் பண்புகளைப் பெற்ற காற்ரோட்டம், பெரும் புயலானது அயனப் பகுதிகளிலேயே நிலவும் சமயத்தில் அதனுடைய மையப்பகுதியில் நுழையும்போதாகும். இவ்வாறு நுழையும்போது பொதுவாகச் சூருவளிகளின் மறைவு ஏற்படும்.

கண்டறிந்த உண்மைகள், வளிமுகக் கோட்பாடு குறித்து ஐயங்களைத் தோற்றுவித்துள்ளன. சற்றே மாற்றப்பட்ட இக் கொள்கையை இன்னமும் பின்பற்றிவரும் வளி இயலாளரிடத்தும் புகுந்துள்ள அவநம்பிக்கையைத் தற்காலக் குறிப்புகள் புலப் படுத்துகின்றன. வளிமுகங்களின், சிறப்பாய் பூமத்தியவளி முகங்களின் திடீர்த் தோற்றங்களும், மறைவுகளும் மற்றும் அவற்றின் பல்வேறு வகைப்பட்ட போக்குகளும் கருத்தில் கொள்ளப்பட்டுள்ளன. மேலும் வளிமுகக் கொள்கைக்குப் பல வகையான திருத்தங்களும் கூறப்பட்டு வந்துள்ளன. அவற்றுள் சிலவாவன: (1) துருவ வளிமுகம் அயனப் பிரதேசங்களைத், தனித் தன்மை படைத்த தரைவளிமுகமாக வந்தடைவதில்லை. ஆயின் மேற்காற்றுகளில் உயரவளிமுகமாக வந்து சேருகிறது. இது அங்கேயே தங்கியுமிருக்கும், அல்லது அயனப் பிரதேசங்களில் தரையை நோக்கியும் வரும் (2) அயனங்களை வந்தடைந்ததும் துருவ வளிமுகம் இரண்டாகப் பிரிகிறது. (3) அயனப் பிரதேசங் களை வந்தடைந்ததுமே துருவ வளிமுகம் அழிந்து போகிறது. (4) பூமத்திய வளிமுகத்தில் குறிப்பிடத்தக்க வெப்ப வேறுபாடு களே கிடையா. ஒரு குறுகிய மண்டலத்தில் இரு கோளார்தங் களினின்றும் வரும் வியாபாரக் காற்றுகள் குவிந்து மேலெழும்பு கின்றன. (5) பூமத்திய வளிமுகம் தனித்தும், தொடர்ச்சியானது மாகும் (6) பூமத்திய வளிமுகம் இரட்டை யானது. (7) பூமத்திய வளிமுகம் தொடர்பு அறுபட்டது. பூமத்திய வளிமுகங்கள் பல உள. பூமத்திய வளிமுகக் கொள்கைக்குத் தரப்படும் மாறுபாடு களின் பட்டியலைக் கணக்கின்றி நீட்டிக் கொண்டே போகலாம். இவற்றின் விளைவுகள் முடிவில்லாக் குழப்பத்தை உண்டுபண்ணு கிறது. இக்குழப்பம் இன்னும் நிலவுகின்றதேயன்றி இதற்குத் திட்டவட்டமான தீர்வு காணப்படவில்லை.

மேற்கு இந்தியத் தீவுகளையும், அமெரிக்க நாடுகளின் தென் பகுதியையும் பாதிக்கும் பெரும் புயல்களில் சில, கரிபி யனின் மீது, மழைக்காலத்தில் காணப்படுகின்ற மிக ஆழம் படைத்த கீழ்க் காற்ரோட்டங்களுக்குள் உருவெடுக்கின்றன. இது அயனப் புயல்களின் உருவெடுப்பிற்குக் காட்டப்படும்

வளிமுக விளக்கத்திற்கு எதிராகும் மறுப்புக்களில் சிறந்த ஒன்று. அயனப் பிரதேசங்களில் உள்ள ஆழம் படைத்த கீழ்க் காற்றோட்டங்களில் சிறு வீச்சுகளைக் (amplitude) கொண்ட அமுக்க அலைகள் கிழக்கிலிருந்து மேற்காக ஒரு சீருடன் செல்கின்றன என்பது மிக அண்மையில் கண்டறியப்பட்டுள்ளது. இவ்வமுக்க அலைகள் வளிமுகங்களுடனே அல்லது குவியும் பகுதிகளுடனே தொடர்பு கொண்டவை அல்ல. இவைகளுக்குக் கீழ் அலைகள் என்பது பெயர். இவ்வலைகளின் செங்குத்து அமைப்பை ஊன்றிப் படித்ததில் இவற்றைக் காற்றுத் துறையின் வளிக்குழப்பங்களின் இடையில் கண்டுணர்வது, அமுக்கத் துறையில் கண்டுபிடிப்பதைக் காட்டிலும் எளிது என்று தெரிய வந்துள்ளது. அதுமட்டுமின்றி இவை தரைப்பரப்பைக் காட்டிலும் உயரத்தில் தெளிவாகக் காணப்படுகின்றன. வடகோளார்த்தத்தில் அமுக்கப் பள்ளங்களுக்கு முன்புறத்தில் காற்று வடகிழக்காயும், அவற்றின் பின்புறத்தில் தென்கிழக்காயும் உள்ளது. அலையின் முன்புறத்தே நேர்விலக்குக் காணப்படுகிறது. ஒப்பில், வியாபாரக் காற்றின் தடம் மாறுகை கீழ்மட்டத்தில் காணப்படுகிறது. குறைந்த மேகங்களோடும் குறைந்த பொழிவோடும் வானிலை சிறந்ததாய் விளங்குகிறது. குறைந்த அமுக்கப் பள்ளத்திற்குப் பின் பகுதியில் காற்றுக் குவிதல் காணப்படுகிறது. வியாபாரக் காற்றின் தடம் மாறுகை உயரத்திலோ அல்லது இல்லாமலோ விளங்குகிறது. வானிலையும் அடிக்கடி மப்பு மந்தாரத்தோடு உள்ளது. அலைகளிற் சில வீச்சில் அதிகரித்து, சிறிய ஆனால் கடும்புயல்களாக உருவெடுக்கின்றன. பெரும்புயல்கள் அலைகளோடு தொடர்பு கொண்ட குறைந்த அதிக அமுக்க அலைகளினின்றும் உருவாகின்றனவோ அல்லவோ, அவை பிரமதப் புயல்களின் பாதைகளை ஏறக்குறையப் பின்பற்றுகின்றன. பின்னர் கீழை அலை ஆராய்ச்சிகள் வட பசிபிக் பகுதிக்கும், வட அட்லாண்டிக் பகுதிக்கும் பயன்படுத்தப்பட்டன. இன்னும் சமீபகாலத்தில் கீழை அலைகள் இந்து மகா சமுத்திரத்திலும் மேற்கு ஆப்பிரிக்காவிலும் கண்டுணரப்பட்டுள்ளன.

வளிக்குழப்பங்களைப் (perturbations) படிக்கும் ஆராய்ச்சியாளர்களில் சிலர், சில அயனப் புயல்கள் வளிமுகத்தில் தோன்றுகின்றன என்பதைச் சம்மதிக்கின்றனர். வேறு பலர் பூமத்தியக் குறைந்த அமுக்கப் பள்ளத்தின் அருகாமையில் தோன்றும் புயல்கள், கீழை அலைகளுடன் தொடர்பு காட்டத்தக்க புயல்களினின்றும் வேறுபட்டவை என்பதை மட்டும் எடுத்துக் காட்டுகின்றனர். இதனை ஒப்புக்கொண்டபோதிலும் இவ்வாராய்ச்சிப் பணியினர் அயனப் பிரதேசங்களில் வளிமுகங்கள் உள்ளன என்பதை ஒப்ப மறுக்கின்றனர். கரிபியக் கடலிலும், மேற்குப்

பரப்பிலும் வெப்ப வேறுபாடுகள் இருப்பதில்லை என்பதை இவர்கள் வலியுறுத்தி வருகின்றனர். மற்றும் மேல் அட்சரேகைப் பகுதிகளின் குளிர் வளிமுக வரிகளைப் போன்றே காணப்படும், பூமத்தியப் பகுதிக்கு அருகேயுள்ள முகில்வகை மற்றும் பெயரும் காற்று வரிகளைப்பற்றிய விவரங்களை அவ்வளவாக வலியுறுத்த வில்லை. இந்தியா, பூமத்திய ஆப்பிரிக்கா, மற்றும் உலகின் பிற பகுதிகளிலுள்ள பூமத்திய வளிமுகத்தில், வெப்ப வேறுபாடுகள் காணப்பட்டதாய்ச் செய்திகள் கிடைத்துள்ளன. ஒருவேளை பூமத்தியக் குறைந்த அழுத்தப் பள்ளத்தில் அத்தகைய வரிகள் காணப் படுவதை, அவர்கள் ஒப்புக்கொண்டபோதிலும், கரிபியனின் கீழை அலையினில் அவை இருப்பதாகக் கூறப்படுவதை மறுக்கின் றனர். கரிபியனின் சில கீழை அலைகளில் அத்தகைய வரிகள் இருப்பது குறித்தும் இல்லாதது குறித்தும் ஐயங்கள் தோற்றுவிக்கப் பட்டுள்ளன. கீழை அலைகளின் தோற்றம் பற்றி எல்லோராலும் ஒப்புக் கொள்ளப்படக்கூடிய விளக்கம் இதுகாறும் கிடையாது. பற்பல வானிலை நிகழ்வுகள் குறித்து வளிப் பகுதிக்கொள்கையினர் விளக்கம் அளித்துள்ள வகையில், வளியின் குழப்பங்களை விளக்கும் வல்லுநர்கள் தெளிவாய் அதனையும் கூறவில்லை.

வேறு வகைப்பட்ட அலைக்குழப்பங்களும் அயனப் பகுதியில் அண்மையில் கண்டுபிடிக்கப்பட்டுள்ளன. இவை தரைப்புறத்து வளிமுகங்களுடனோ குவிதலுடனோ, தொடர்பு கொண்டனவாய்க் காணப்படவில்லை. 1945ஆம் ஆண்டில் ஃபிரீமன் (Freeman) நியூகினியின் பரப்பில், போர்ச் சமயத்தின்போது ஒருவிதமான வளிக்குழப்பத்தை உணர்ந்தறிந்தார். இவர் பூமத்திக்கு அருகில் அமைந்த கீழைக் காற்றேட்டத்தை விவரிக்கையில் அதனுடைய கீழ்ப்புற வளிப்பகுதியில் துரிதத்துறையில் குழப்பத்தை ஏற்படுத்து வதாய்க் குறிப்பிட்டார். காற்றேட்ட வரிகள் தத்தம் கிழக்கத் தியத் திக்கினின்றும் பிறழ்வது கிடையாது. ஆனால் இக்குழப்பங் கள் வளித்துறைகளில் (wind field) கீழ்நோக்கிப்பாயும் உயர்ச்சி யும் தாழ்ச்சியுமான வேகங்களின் மூலம் அறியப்படுகின்றன. துரிதத்துறையில் கண்டுபிடிக்க முடிகின்ற இக்கீழை அலைகள் இவற்றைக் கண்டுபிடித்த ஃபிரீமனின் நினைவாக ஃபிரீமன் அலைகள் என்று சில சமயங்களில் அழைக்கப்படுகின்றன. இத் தன்மை பெற்ற அலை நியூகினிப் பரப்பு ஒன்றில் மட்டுமே தூண்டப் படுகின்றது. ஒரு வேளை நியூகினியின் மலைப்பாங்கும் அதனு டைய அமைவிடத்தின் தனித்தன்மையும் இவ்வலைகள் இப்பரப்பில் தோன்றக் காரணமாகக்கூடும். தலத்திற்குரிய உபகுவிதல்களும் இதுபோன்றே துவங்குவதாய்க் காணப்படுகிறது. குளிர்காலத்தில் கரிபியனின் கீழைக் காற்றேட்டங்களின் அடிப்பகுதியில் வளிக்

குழப்பங்கள் உள்ளன. ஒரு விதத்தில் இக்குழப்பங்கள் வானிலைப் படங்களில் கோடையின் கீழை அலைகளை ஒத்துள்ளன. ஆனால் குளிர்ப்பருவங்களில் வியாபாரக் காற்றுகளின் இக்குழப்பங்கள் கீழை அலைகள் தரைப்புறப் பொதுக்காற்றுச் சுழற்சியின் திக்கி லேயே செல்வதுபோல் இல்லாமல் தரைக் காற்றுகளுக்கு எதிர்த் திக்கில் அதாவது மேற்கிலிருந்து கிழக்காகச் செல்கின்றன.

முன்பே கூறப்பட்டபடி, உண்மையான அப்பழுக்கற்ற வெப்ப வளிமுகங்கள் அயனப் பிரதேசங்களில் உள்ளமை குறித்து ஐயங்கள் எழுந்துள்ளன. இதனோடு அயன வளிக்குழப்பங்களின் தோற்றம் குறித்துப் பெரும் விவாதங்கள் நடைபெறுகின்றன. பல புயல்கள் குறிப்பிடத்தக்க வெப்ப வேறுபாடுகளே இல்லாத குவியும் பகுதிகளில் தோன்றுவதாய்க் கூறப்படுகின்றன.

குவிதலோடு தொடர்பு கொண்டிருக்காத மற்றப் புயல்களும் உள்ளன. கீழ் அட்சரேகைகளில் மழையைத் தருகின்ற நானாவித மான வளிக் குழப்பங்கள் கண்டு பிடிக்கப் பட்டமையை மேலே தரப்பட்ட விளக்கங்கள் குறிப்பிடுகின்றன. முகில்களின் தோற்றம், பொழிவு, மற்றும் வானிலை குறித்து இன்னும் எவ்வளவோ காணப் படவேண்டியவை அயனப் பிரதேசங்களில் உள்ளன.

புற அயனச் சூறுவளிகளின் வளர்ச்சியிலும் அதன் தீவிரத் திலும் வீறிட்டுப்பாயும் காற்றோட்டம் முக்கிய பங்கு கொண்டிருப் பதைப்போல், பெரும்புயல்களிலும் வீறிட்டுப்பாயும் காற்றோட்டத் தின் சம்பந்தம் ஏற்பட்டிருக்கலாம் என்பதை இங்கு கூறுவது பொருத்தமேயாகும். கோடைப் பருவக் காற்று மழைக்கும், வீறிட்டுப்பாயும் காற்றோட்டங்களுக்கும் உள்ள சம்பந்தத்தைப் பற்றி ஏற்கெனவே கூறப்பட்டிருக்கிறது. (194, 195, 204ஆம் பக்கங்களைப் பார்க்கவும்.)

அயனங்களின் பலவகைப்பட்ட புயல்களின் தோற்றம் குறித் துத் தரப்பட்டுள்ள விதவிதமான கருத்துரைகளையும் விளக்கவுரை களையும் கருதும்போது, புயல்கள் உருவாவதற்குப் பற்பல காரணங் கள் உள்ளன என்பதையும், ஒரு பகுதியில் உருவாகும் சூறுவளி அதன் தோற்றத்தில் இன்னொருபகுதியின் சூறுவளி போன்றில் லாது மாறுபட்டிருக்கக்கூடும் என்பதனையும் கருத்தில் கொள்ளல் வேண்டும்.

அயனச்சூறுவளிகளின் வகைகள்

கீழ் அட்ச ரேகைகளில், வேறுபட்ட தீவிரத்தைக் கொண்ட சூறுவளிகள் அநேகம் அறியப்பட்டிருப்பதாலும், தவிர இவற்றுக்கு வெவ்வேறிடத்தில் வெவ்வேறு பெயர் வழங்கப்படுவதாலும்,

இவற்றை வகைப்படுத்துவது அவசியமாகிறது. இப்பிரிவினை சூருவளிகளின் தீவிரத்தை ஆதாரமாகக் கொண்டுள்ளது. இவ்வாறு பொதுவாக வகைப்படுத்தப்பட்டிருப்பினும், வேறுபடுத்தக்கூடிய அம்சங்களையோ, பண்புக்குரிய வானிலை வகைகள் அல்லது அவற்றின் பரவல் முதலிய குணங்களைக் கொண்டோ, மேற்கூறிய சூருவளிகளை ஒன்றினின்று மற்றொன்றைத் தெரிந்து கொள்ளவோ வேறுபடுத்தவோ இயலாது. ஏனெனில், இச் சூருவளிகளைப் பற்றிக் கிடைத்துள்ள குறிப்புகள் போதுமானதாக இல்லை. கீழ்க்கண்ட பிரிவினை பொதுவாக அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளில் ஒப்புக்கொள்ளப்பட்டுள்ளது. (1) அயன மண்டலக் குழப்பங்கள் (Tropical Disturbances) (2) அயனப் பிராந்தியக் குறைந்த அழுத்தப்பள்ளங்கள் (Tropical Depressions) (3) அயன மண்டலச் சூருவளிகள் (Tropical storms) (4) ஹரிக்கேன்கள் டைஃபூன்கள் போன்ற பெரும்புயல்கள் (Hurricanes, Typhoons).

அயன மண்டலக் குழப்பங்கள்

இவை வியாபாரக்காற்று மண்டலத்தில் நிலவும் கீழ்க் காற்றோட்டங்களின் மீதியங்கும் அலைபோன்று பாயும் காற்றோட்ட வரிசைகளாகும். சில சமயங்களில் இவற்றைக் கீழ்க் காற்றோட்ட அலைகள் என்றும் குறிப்பிடுவதுண்டு. வியாபாரக் காற்று மண்டலத்திற்குரிய சம அழுத்தக்கோடுகளிடையே ஒரு குறைந்த அழுத்தப்பள்ளம் வடக்கு நோக்கித் தள்ளப்பட்டுக் காணப்படுவதே இவ்வயனக் குழப்பங்களுக்குரிய பண்பாகும். ஆனால் குறைந்த அழுத்தத்திற்குரிய மையப்பகுதி தெளிவுறத் தெரிவதில்லை. முழுவட்டமான சம அழுத்தக்கோடு ஒன்று அல்லது ஒன்றுகூட இல்லாமல் இருக்கலாம். மேற்பரப்பில் காற்றோட்டச் சுழற்சி நன்கு நிறுவப்படுவதில்லை. மேல் உயரங்களில் காற்றியக்கம் ஓரளவிற்கு நன்கு குறிக்கப்படுகிறது. இக்காற்றோட்டங்களின் வேகம் குறைவாகவே உள்ளது. அயனக் குழப்பங்களில் மிகவும் அதிக அளவில் பரவலாகக் காணப்படுவது, இத்தகைய காற்றோட்டங்களேயாகும். மேலும் இவை அயனப் பிராந்தியங்கள் முழுவதிலும், மற்றும் உப அயனப் பகுதிகளிலும் பொதுவாகக் காணப்படுகின்றன.

அயனப் பிராந்தியக் குறைந்த அழுத்தப் பள்ளங்கள்

இவை, ஒன்று அல்லது அதற்கு மேற்பட்ட, பூர்த்தியான சம அழுத்தக் கோடுகளைக் கொண்ட குறைந்த அழுத்த மையங்களாகும். இவற்றில் காற்றின் விசை பொதுவாக மணிக்கு 25 முதல் 30 மைல் வரை வேறுபடுகிறது. இத்தகைய

குறைந்த அழுத்தப்பள்ளங்கள், இடை அயன மண்டலத்திற்குரிய காற்றுக்குவியும் பிராந்தியத்தில் அடிக்கடியும், வியாபாரக்காற்று மண்டலத்தில் அரிதாயும் காணப்படுகின்றன. இத்தகைய குறைந்த அழுத்த மையங்களில் பெரும்பான்மையானவை, ஹரிக்கேன் புயல்களின் தீவிரத்தையோ, அந் நிலைக்கான பெருக்கத்தையோ அடைவதில்லை. இவை சிறிய சூறுவளிகளாகவே இருந்து விடுகின்றன. ஆனால் இவற்றில் சில பெரிய சூறுவளிகளாகப் பெருக்கமடைகின்றன.

அயன மண்டலச் சூறுவளிகள்

இவை பூர்த்தி பெற்ற வட்டமான சம அழுத்தக்கோடுகளைக் கொண்ட நன்கு வரையறைகளுடன் கூடிய குறைந்த அழுத்த மையங்களாகும். இப்புயல்களில் காற்றோட்டங்களின் விசை மணிக்கு 25 முதல் 75 மைல்கள் வரை வேறுபடுகிறது.

ஹரிக்கேன், டைஃபூன் போன்ற பெரும் புயல்கள்

இவை, தீவிரமிக்க குறைந்த அழுத்த மையத்தையும், மணிக்கு 75 மைல்களுக்கும் மேலான விசையுடன் இயங்கும் காற்றோட்டங்களால் சூழப்பட்டுமுள்ள சண்டமாருதங்களாகும். தீவிரமிக்க இப்புயல்கள் வெவ்வேறு தேசங்களில் வெவ்வேறு பெயர்களால் அறியப்படுவது இவ்வியலின் முற்பகுதியில் விவரிக்கப்பட்டுள்ளது. மேலே கொடுக்கப்பட்டுள்ள மற்ற மூன்று வகைப் புயல்களின் தோற்றம், வளர்ச்சி பற்றிய கருத்துக்களைப் பின்வரும் பத்திகளில் விவரித்தபிறகு, இப்பெரும் புயல்களுடைய பண்புகள், வளர்ச்சி முதலிய செய்திகளைப் பார்ப்போம்.

அயனமண்டலக் குழப்பங்கள், குறைந்த அழுத்தப் பள்ளங்கள், சூறுவளிகள்

அயனப் பிராந்தியங்களுக்குரிய கீழ்க்காற்றோட்டங்களுடன் கூடியவையும், தளர்ந்தவையும், மழையை விளைவிப்பவையுமான அயனக் குழப்பங்களின் தோற்றத்தைப்பற்றி ஏற்கெனவே விவரிக்கப்பட்டுள்ளது. இவை ஒரே சீராகத் தொடர்ந்து கிழக்கு மேற்காக இயங்கும் குறைந்த அலைவீச்சுகளைக் கொண்ட அலைகளாகும். இந்தக் கீழ்க்காற்றோட்ட அலைகள் அடிக்கடி ஏற்படுகின்றன. சிறப்பாக வடகோளார்த்தத்திற்குக் கோடைகாலமாக இருக்கும் நேரத்தில், வியாபாரக் காற்று மண்டல முழுவதிலும் இக்காற்றலைகள் தோன்றுகின்றன. காற்றோட்டத் தொகுதிகள்

பருவக்காற்றோட்டங்களினால் கட்டுப்படுத்தப்படும். ஆசியப் பிராந்தியத்தில்மேற்கூறிய அயனக் காற்றுக் குழப்பங்களானவை, அப்பகுதிகளில் நிலவும் காற்றோட்டங்களின் மீது இயங்கும் குறைந்த அழுத்த மையங்களாகக் காணப்படுகின்றன. பூமத்திய மண்டலத்தின் கோடியில் தோன்றும் கீழ்க்காற்றலைப் பள்ளங்களில் தளர்ந்த, குறைந்த மையங்கள் அடிக்கடி தோன்றுகின்றன. இம்மையங்கள் சில வேளைகளில் பெருக்கமடைந்து, அயன மண்டலக் குறைந்த அழுத்தப் பள்ளங்களாகவும், சூறுவளிகளாகவும், பெரும் புயல்களாகவும் உருவெடுக்கின்றன.

இவ்வகைக் குழப்பங்களில் காற்று, கிழக்கு, வடகிழக்கு திசைகளிலிருந்து ஏறக்குறைய ஒரே சீராக இயங்குகிறது. தட்டையான அல்லது ஏறக்குறைய திரண்ட திரண்முகில்கள் வானத்தில் ஆங்காங்கே சிதறிக் காணப்படுகின்றன. வியாபாரக் காற்றின் தடமாற்றம் (Trade wind inversion) கீழ்மட்டங்களில் காணப்படுகிறது. அப்போது ஈரக்காற்று அதன் கீழும், வறண்ட, கீழிறங்கும் காற்று அதன் மேல் பக்கங்களிலும் காணப்படுகின்றன. காற்றலைப் பள்ளம் முன்னேக்கி இயங்கும்போது மேற்பரப்பிற்குமேலுள்ள காற்றோட்டங்கள் மேலும் வடக்கு நோக்கித் திரும்புகின்றன. இவ்வழுத்தப் பள்ளத்தின் பின்புறம் காற்றுக் குவிதலேறபடுவதோடு, வியாபாரக் காற்றின் தடமாற்றம் மேல்மட்டத்தில் காணப்படுகிறது. மேலும் முகில்களின் அடர்வு அதிகரிக்கிறது. காற்றலைப் பள்ளம் கடந்து செல்லுகையில் மழைப்பொழிவு விளைவதோடு, ஆங்காங்கே சிதறும் இடி புயல்களும் ஏற்படுகின்றன. மழைக்குரியதும், பேரிசைச்சலுடன் கூடிய காற்றோட்டங்களுக்கும் உரிய வானிலை, சிறிது நேரத்திற்குத் தொடர்ந்து காணப்படுகிறது. ஆனால் காற்றலை முன்னேக்கி மேற்காக இயங்கும்போது காற்றலைக்கு முன்பாக காற்றோட்டங்கள் விரிந்து படருகின்றன. வியாபாரக் காற்றின் தடமாற்றம் கீழிறங்கி, வெகுசில மேகங்களையே கொண்ட தெளிவான வானிலை நிலவுகிறது. மேலும் மிகக்குறைந்த அளவில் மழைப்பொழிவு ஏற்படுகிறது. இக்காற்றலைகளில் சில, அளவில் சிறியனவாயினும் தீவிரமிக்க பெரும் புயல்களாகப் பெருக்கமடைகின்றன.

அயனத்திற்குரிய சூறுவளிகளும், தளர்ந்த அழுத்தப் பள்ளங்களும், ஈரமிக்க அயனப் பிராந்தியங்கள முழுவதிலும் மிகச் சாதாரணமாக ஏற்படும் நிகழ்ச்சிகளாகும். சாதாரணமான நிகழ்வென்றாலும், அழுத்த உருவமாகக் (configuration) கருதப்படும்போது, மற்ற அழுத்தத் தொகுதிகளைப்போல் அன்றி வானிலைப்படத்தில் காணப்படுவதில்லை. இதற்குக் காரணம், மேற்கூடிய சிற்றலைகளுக்கான சம அழுத்தக்

கோடுகள் எண்ணிக்கையில் மிகக் குறைவாயிருப்பதோடு, அவற்றின் அழுத்தச் சரிவும் மிகக் குறைவாகும். இதில் காற்ருேட்டத் தொகுதிகள் நன்கு பெருக்கமடையாது உள்ளன. இவை பொதுவாக இலேசான விசையுடன் இயங்குகின்றன. இத்தகைய தளர்ந்த சூருவளிகள் பல நாட்களுக்கு ஒரே இடத்திலேயே சுற்றி நிலைக்கும் தன்மையானது. அவை குறிப்பிட்ட பாதையில் இயங்காமல், சீரற்ற பாதையில் இயங்குவதோடு, பொதுவாக அதன் இயங்கு விசையும் மிகக் குறைவு. இவற்றின் இயங்குதிசை, அயனப் பிராந்திய முழுவதிலும் ஒரேமாதிரி இருப்பதில்லை.

மேற்கூறிய தளர்ந்த, குறைந்த அழுத்தக் காற்றலைகள் அவை விளைவிக்கும் மழைப்பொழிவைப் பொறுத்து இன்றியமையாதவையாயுள்ளன. பூமத்தியரேகைக்குக் குறுக்காக அமைந்துள்ள மழைப் பிராந்தியத்தில் கிடைக்கப் பெறும், நன்மை பயக்கும் மழைப்பொழிவானது, மேற்கூறிய குறைந்த அழுத்தங்களினின்றே ஏற்படுவதாகும். இம்மழைப் பொழிவு போதுமான அளவில் எப்பொழுதுமே, இவ்வயனப் பிராந்தியங்களுக்கு வெப்பச் சலனக் காற்ருேட்டத் தொகுதிகளினுல் கிடைக்கப்பெறுகிறதென்று சொல்லமுடியாது. இக்குறைந்த அழுத்தத் தொகுதிகளே பெருமளவு மழைக்குக் காரணமாயுள்ளன என்றும், ஆகவே இதன் முக்கியத்துவத்தை மிகைப்படுத்துவதென்பது பொதுவான கருத்தாக இருப்பினும், அயனப் பிராந்தியத்தில் விளையும் மழைப் பொழிவில் அதிக சதவீதமானது பூமியின் மேற்பரப்பு வெப்பமடைவதால் உண்டாகும் தலத்திற்குரிய வெப்பச் சலத்தினுலும்என்றும், மிகச் சிறிதளவிற்கே மேற்கூறிய காற்றலைகளினுல் ஏற்படுகிறதென்றும் கூறப்படுகிறது. நன்கு அறியப்பட்டுள்ள ஹரிகேன் சூருவளிகளைப் போன்றல்லாமல் மேற்சொன்ன காற்றலைகள் அதிக நன்மை பயக்கக்கூடியவையாயும், எண்ணிக்கையில் அதிகமாயும் உள்ளன. இவை தொடர்ந்தாற்போல் பல நாட்களுக்கு ஒரே இடத்தில் இயக்கமின்றி நிலையாக இருக்குமேயாயின், பலத்த மழைப்பொழிவேற்பட்டு வெள்ளங்கள் பெருகுகின்றன. இடி புயல்களுடன் கூடியேற்படும் மழைப்பொழிவுடன் ஒப்பிடுகையில், மேற்கூறிய தளர்ந்த காற்றலைகளின் பயனுக ஏற்படும் மழையானது, அதிகப்பரவலாயும், பொதுவாக வலுவின்றியும் (கொட்டும் தன்மையதாயில்லாமலும்), அதிக நேரத்திற்கு நீடிக்கும் தன்மையதாயுமுள்ளது. இது மப்புமந்தாரமான மேகத்தைக் கொண்டது. அயனக்கடற்பரப்புகளில் போதுமான வானிலை நிலையங்களில்லாமையினுல், அங்கு ஏற்படும் பெரும்பான்மையான குறைந்த அழுத்தத் தொகுதிகளைப்பற்றி அதிக விவரங்கள் தெரிவதில்லை.

இவற்றில் சில பெருக்கமடைந்து தீவிரமடைகின்றன. இது சிறப்பாக வெம்மை மிகுந்த காலங்களில் நடைபெறுகிறது. இத்தகைய தளர்ந்த குறைந்த அழுத்தங்களின் தோற்றத்திற்கும், பெரும்புயல்களின் தோற்றத்திற்கும் கூட வங்காள விரிகுடாக்கடல் பகுதி மிகவும் ஏற்றதாயுள்ளது. இந்தியாவிலும் வட ஆஸ்திரேலியாவின் அயனப்பிராந்தியத்திலும், அயனச் சூறாவளிகளின் இயக்கமும், பாதையும் ஒரு குறிப்பிட்ட வரையறையில்லாது, குழப்பத்தை யுண்டு பண்ணுவதாக உள்ளன. அதிகத் தீவிரம் வாய்ந்த குறைந்த அழுத்த மையங்கள் பருவக்காற்றுப் பள்ளத்தில் அடிக்கடி உருவாகின்றன. இவை வங்காளவிரிகுடாவின் ஓரத்தில் உருவாகி மெதுவாக, மேற்கு வடமேற்கு திசைகளில் இயங்கி இந்தியாவைக் கடந்து செல்கின்றன. மற்றவை அரபிக்கடல் பகுதியில் தோன்றி வடக்காக இயங்குகின்றன. இவ்விரு கடற்பகுதிகளிலுமே சூறாவளிகள் தோன்றும் காலம், மே, அக்டோபர் மற்றும் நவம்பர் மாதங்களாகும். சிற்சில சமயங்களில் ஏப்ரல், செப்டம்பர், டிசம்பர் மாதங்களிலும் தோன்றுவதுண்டு. குறிப்பாக அரபிக் கடற்பரப்பில், ஜூன் மாதத்தில், முன்னேறும் பருவக்காற்று வளிமுகத்தின்மீது ஏற்படுகின்றன (Monsoon front). சராசரியில், பருவக்காற்றுக் காலத்திற்கு முன், இந்தியக் கடல்களில் ஒன்று அல்லது இரண்டு, வல்லமை வாய்ந்த சூறாவளிகளின் தோற்றத்தை எதிர்பார்க்கலாம். பருவக்காற்றுக் காலத்திற்குப்பின், வங்காள விரிகுடா மற்றும் அரபிக் கடற்பகுதிகளில் இரண்டு அல்லது மூன்று தீவிரமிக்க சூறாவளிகள் தோன்றக்கூடும். சூறாவளிகளின் பாதைகளைக் குறிக்கும் இந்திய வானிலைப் படங்களினின்றும் இவ்வுண்மைகள் அறியப்பட்டுள்ளன. இந்தியாவில் ஏற்படும் கனமழைப் பொழிவானது, சுற்றியுள்ள கடற்பரப்புகளினின்றும் உள்நாட்டுப் பகுதிகளை நோக்கி இயங்கும் சூறாவளிகளின் விளைவாகும். மேல் விவரிக்கப்பட்ட, அயனத்திற்குரிய குறைந்த அழுத்தப் பள்ளங்கள் ஃபிலிப்பீன்சு தீவுகளினருகில் அடிக்கடி காணப்படுகின்றன. இச்சூறாவளிகள் கோடைக்காலத்துக்குரிய பருவக்காற்றின் கிழக்குத் தொகுதியாக வடக்கு நோக்கியும், வடமேற்காகவும் மிதந்து செல்கின்றன. இதையொத்த சூறாவளிகள் மேற்கிந்தியத் தீவுகளிலும் காணப்படுகின்றன. இவை வடமேற்காக கல்ப்ஃவளைகுடா அல்லது அட்லாண்டிக் கடற்கரையை நோக்கி இயங்குகின்றன. வட ஆஸ்திரேலியாவின் அயனப் பகுதியில், கோடையில் தோன்றும் மேற்கூறிய சூறாவளிகள் பெரும்பாலும் மேற்கு நோக்கியே இயங்குகின்றன.

நடு அட்சரேகைகளின், ஈரமிக்க உப அயனப் பகுதிகளில் கூட, தளர்ந்த அயனப் புயல்களை யொத்த சூறாவளிகள் அறியப்

படுகின்றன. இப்பகுதிகளில், அயனச் சூருவளிகள் கோடைக் காலத்திற்கு மட்டுமே உரியவை. தென் சீனுவிலும், ஜப்பானின் தென் பகுதியிலும் மேற்கூறிய சூருவளிகள் காணப்படுகின்றன. இச் சூருவளிகள் ஜூன் மாதத்திலிருந்து ஜூலைமாத மத்திவரை, ஏறத்தாழ ஒவ்வொரு நாளுமே மழைப் பொழிவை விளைவிக்கின்றன. இந்த மழை, ப்ளம் மழை (Plum rain) என அறியப்படுகிறது. இம்மழைப் பொழிவு நெல்வயல்களில் நாற்றெடுத்து நடும் காலத்திலேற்படுவதால் நெல்விளைச்சலுக்கு மிகவும் இன்றியமையாததாக உள்ளது. குளிர்காலத்தில் துருவவளிமுகமானது தெற்கில் வெகு தூரத்திற்கு இடம் பெயர்க்கப்படுகிறது. சிறப்பாக, வட அமெரிக்கா, ஆசியா முதலிய கண்டங்களின் கிழக்குக் கடற்கரையில் தென்னேக்கி வெகுதூரம் தள்ளப்படுகிறது. சில வேளைகளில், இக்குளிர்காலத்தில், வளிமுகங்களுடன் கூடிய சூருவளிகள் தென்மேற்குப் பசிபிக் பகுதியிலும், மற்றும் மேற்கிந்தியத் தீவுகளிலும், தெற்கில் 15° வட அட்சரேகை வரை கூட காணப்படுகின்றன. குளிர்காலத்திற்குரிய இச்சூருவளிகள், மேற்கூறிய அட்சரேகைப் பகுதிகளில் வலிமை மிகுந்து காணப்படுவதரிது.

அயனப் பகுதிக்குரிய தளர்ந்த அழுத்தப் பள்ளங்கள், சூருவளிகள் ஆகியவற்றின் தோற்றத்திற்கான ஆதாரத்தைப் பற்றி ஒன்றுக்கொன்று முரணுன பல கருத்துக்கள் நிலவுகின்றன. இது பற்றிய தெளிவான கருத்து இதுவரையிலும் திட்டமாக அறியப்படவில்லை.

பெரும் புயல்கள் : ஏற்கெனவே கூறியபடி ஹரிகேன், மற்றும் டைஃபூன் பெரும்புயல்கள், மணிக்குச் சுமார் 75 மைல்களும் அதற்கும் மேலான விசையுடனும் இயங்கும் காற்ருேட்டங்களுடன் கூடிய வலிமைமிக்க சண்டமாருதங்களாகும். (அதாவது பீஃபோர்டு அளவு கோலில் 6 முதல் 12 வரையுள்ள அளவாகும்.) ஹரிகேன் என்னும் பதம் முதன் முதலில் மேற்கிந்தியத் தீவுகள், மற்றும் மத்திய அமெரிக்கா ஆகிய நாடுகளின் ஆதிவாசிகள் பயன்படுத்தியதென நம்பப்படுகிறது. மற்றும் சிலர், இப்பதம் கரீபிய இந்தியன் மொழியிலிருந்து வந்ததெனக் கூறுகிருர்கள். இப்பதம் சண்டமாருதம் எனப் பொருள்படும். டைஃபூன் என்பது சீன மொழியாகும். இதற்கும் பெரும் காற்று என்பதே பொருள். இச் சூருவளிகள் உருவத்தில் பெரியதாயும் தீவுரமிக்கதாயும், பெரு நாசத்தை விளைவிக்கக் கூடியதாயுமுள்ளன. வானிலையைப் பொறுத்து இவை அதிக முக்கியத்துவம் வாய்ந்தவை. ஆயினும், இவை அடிக்கடி தோன்றுவதில்லையாதலாலும், அயனப் பிராந்தியங்களிலும், குறிப்பிட்ட பரப்புகளில் மட்டுமே ஏற்படுகின்றன

வென்பதாலும், இவை தட்பவெப்ப நிலையை நிர்ணயிப்பதில் முக்கியமானவையல்ல. இவை தோன்றிப் பெருக்கமடைவது கடற் பரப்புகளில் நிகழ்வதால், இவற்றின் நாசவிளைவுகள் கடலோரப் பகுதிகளிலும், தீவுகளிலும் அதிகம் உணரப்படுகின்றன. மையத்தில் ஒரு குறைந்த அழுத்தப் பரப்பைக் கொண்டிருப் பதிலும், காற்றோட்டத் தொகுதிகள், பரவலாகக் காணப்படும் முகில்கள், மழை போன்ற சில பொதுவான பண்புகளில் மேற் கூறிய அயனப் பெரும்புயல்கள், புற அயனச் சூறுவளிகளை யொத் துள்ளன. இதர அம்சங்களில் இவை வேறுபட்டுக் காணப்படு கின்றன. பல தலைப்புகளின் கீழ் வகைப்படுத்தப் பட்டுக் கொடுக் கப்பட்டுள்ள கீழ்க்காணும் விவரங்களிலிருந்து, அயனச் சூறு வளிக்கே உரிய முக்கிய பண்புகளை அறிவதோடு மட்டுமல்லாமல், இவை புற அயனச் சூறுவளிகளினின்றும் எவ்வகைகளில் வேறு பட்டுள்ளன என்பதையுமறியலாம்.

அயனப் பெரும்புயல்களின் உருவம், அளவு, இருப்பிடம் மற்றும் தோற்றம்

வானிலைப்படத்தில், ஹரிகேன் சூறுவளிகள், புற அயனச் சூறுவளிகளைப் போலவே, சுற்றிச்சுற்றியமைந்துள்ள சம அழுத் தக்கோடுகளால் குறிக்கப்படுகின்றன. சம அழுத்தக்கோடுகள் அதிகச்சீரரக அமைந்திருப்பதோடு, ஏறக்குறைய வட்டமாகவும், நெருக்கமாகவும் அமைந்துள்ளன. மையத்திற்கு மிக அருகா மையில் தவிர, மற்ற இடங்களில் ஒழுங்கான வட்டவடிவாக இல்லை. ஆகவே பின்புறமாக வளைந்து திரும்பும்போது, சம அழுத் தக்கோடுகள் வடிவிழந்து காணப்படுகின்றன. இவ்வழுத்தக் கோடுகள் மற்ற நேரங்களிலிருப்பதைக்காட்டிலும், சூறுவளி துரித மாகப் பெருக்கமடையும் நிலையில் அதிக வட்ட வடிவமாயுள்ளன. இது பரவலாக இல்லாமல் ஒருமித்து நெருக்கமாகக் காணப்படு வதால் அளவில், புற அயனச் சூறுவளியைக் காட்டிலும் சிறுத்து உள்ளது. இது அளவில் பெரிதும் வேறுபடுகின்றது. சுழலின் விட்டம் 100 முதல் 400 மைல்கள் அல்லது 600 மைல்கள் வரை கூட வியாபித்துக் காணப்படும். ஏறக்குறைய நன்கு பெருக்க மடைந்த எல்லாப் புயல்களிலுமே, (ஹரிகேன், டைஃபூன் ஆகிய இரு புயல்களிலுமே) மிகவும் வியக்கத்தக்க பண்பு யாதெனில், அமைதி நிலவும் மழையற்ற மையப்பகுதியாகும். இதன் விட்டம் சுமார் 5 முதல் 30 மைல்கள் வரை வியாபித்துக் காணப்படுகிறது. இப்பகுதிதான் "சூறுவளியின் கண்" என்று சொல்லப்படுகிறது.

இவை பொதுவாக, கிழக்கிலிருந்து மேற்காக இயங்கும் வியாபாரக் காற்ளேட்டங்களோடு இயங்குகின்றன. கடற் பரப்புகளின் மீது எதிர்ச் சூருவளிகளின் மேற்கு டிளையைச் சுற்றி இயங்குகின்றன. புற அயனச் சூருவளிகளைப் போலன்றி, இவ்வயனச் சூருவளிகளுக்கு எதிர்ச் சூருவளிகள் கிடையாது.

பெரும்புயல்கள், பூமத்தியரேகைக் கருகிலுள்ள மண்டலத்தைத் தவிர்க்கின்றன. இதற்குக் காரணம் பூமத்திய ரேகைப் பகுதியில் விலக்குவிசை பூஜ்யமாயிருப்பதேயாகும். இத்தகைய விலக்குவிசையானது, குறைந்த அழுத்த மையத்தைச் சுற்றி, சுழலியக்கத்தை மேலும் அதிகரிப்பதற்கு இன்றியமையாததாயுள்ளது. இவ்விலக்குவிசை மட்டுமில்லையேல், காற்றுனது மையம் நோக்கித் திரட்டப்பட்டு குறைந்த அழுத்தப் பள்ளமானது நிரப்பப் பட்டுவிடும்.

ஏற்கெனவே குறிப்பிடப்பட்டது போல், ஹரிகேன் பெரும் புயல்கள், மேற்பரப்பு வெப்ப நிலை 82°F (பாரன்ஹீட்) அல்லது அதற்கு மேற்பட்டிருக்கும் வெப்பமான கடற்பரப்புகளில் தோன்றுகின்றன. இத்தகைய அதிக மேற்பரப்பு வெப்பநிலையானது டிரோபோஸ்ஃபியரின் பெரும்பகுதியில். செறிவான வெப்பக் குறைவு வீதத்தைத் தோற்றுவிப்பதற்கு இன்றியமையாததாயுள்ளது. இத்தகைய நிலையானது, சூருவளிகள் செங்குத்தான காற்றியக்கத்தை நிலைநிறுத்த அவசியமாகிறது. கடற்பரப்புகளில் தோன்றும் இச் சூருவளிகள், நிலப்பரப்பையடையும்போது தேய்ந்து மறைகின்றன. இதற்குக் காரணம், மழைப்பொழிவின் காரணமாக நிலப்பரப்பு குளிர்ச்சியடைவதால், நிலையான வெப்பக்குறைவு வீதம் கீழ்மட்டங்களில் ஏற்படுவதாகும். ஆனுல் கடற்பரப்பில் விழும் மழைப் பொழிவானது, கடல்நீருடன் கலந்து விடுவதாலும், அதன் வெப்பம் கடத்தும் திறனின் மூலம் காற்றுக்கு வெப்பத்தைக் கொடுப்பதாலும் நிலப்பரப்பில் ஏற்படுவதுபோல், நீர்பரப்பில் குளிர்ச்சி ஏற்படுவதில்லை. மேற்கூறிய காரணங்களைப் பொறுத்து, குறைந்த அழுத்த மையத்தைச் சுற்றிச் சுழலியக்கத்தை விளைவிக்கும் விலக்குவிசை அதிகமாயுள்ளதும், பூமத்தியரேகையிலிருந்து 8° முதல் 15° அட்சரேகை வரையுள்ளதுமான மண்டலத்தில், ஹரிகேன் புயல்கள் பொதுவாக உருவாகின்றன. இம் மண்டலத்தினுள்ளேயும், புயல்கள் வெப்பநிலை அதிகமாயுள்ள கடற்பரப்புகளையே அதிகமாக நாடுகின்றன. மேற்கூறிய சாதகமான நிலைமைகள் யாவும் காணப்பட்டபோதிலும், அவை போதுமானதாயில்லை.

புயலில் வளிப்பகுதிகளின் அமைப்பு

அயனப் பிராந்தியங்களில் முற்றிலும் தன்மையில் வேறுபட்ட வளிப்பகுதிகள் பொதுவாகக் காணப்படுவதில்லை. இப் பிரதேசங்களிலுருவாகும் அயனச் சூருவளிகள் ஒரே தன்மையதான காற்றுத் தொகுதிகளில் உண்டாகின்றன. மேற்படி சூருவளிகளின் உருவாக்கத்தின் தொடக்கத்திலும், நடுநிலைமையிலும், அவை அயனக் கடலுக்குரிய காற்று மற்றும் பூமத்திய கடலுக்குரிய காற்றோட்டத்தையே கொண்டதாக உள்ளன. பின்னோக்கி வளைந்து திரும்புகையிலோ, அல்லது அதையடுத்துச் சிறிது நேரத்திற்கும் பின்போ, இடைநிலைத் துருவக் காற்றோட்டத்தைச் (Transitional polar air) சந்திக்கின்றன. இக்காற்றோட்டத் தொகுதிகள் 10,000 அடிக்குக் கீழ் யாதொரு மாற்றத்தையும் காட்டுவதில்லை என்று தெரிகிறது. இம் மட்டத்திற்குமேல் வேறுபாடுகள் காணப்படுகின்றன. பொதுவாக பூமத்தியக் கடலுக்குரிய காற்றுத் தொகுதி ஈரமிக்கதாயும், இடைநிலைத் துருவக்காற்றுத் தொகுதி வறட்சி மிக்கதாயுமுள்ளன. சூருவளிகளின் பெருக்கத்திற்கான இறுதி நிலைவரையிலேனும், அயனச் சூருவளிகளைச் சுற்றியுள்ள காற்றுத் தொகுதிகள் ஒருமித்த தன்மையதாயுள்ளன (homogeneous). சூருவளிகள் உருக்குலைந்து மறையும் சமயம் வரை, குளிர்ந்த, வெப்பக்காற்றுத் தொகுதிகளைப் பிரிக்கும், வளிமுகப் பரப்புகள் காணப்படுவதில்லை. சூருவளிகள் இயங்கும், வலிமையான காற்றோட்டப்பகுதி நிலவுவதால், வளிமுகங்களிலேற்படும் உருமாற்றங்களைப் (உருக்குலைவு) போலவே இச் சூருவளிகளிலும் உண்டாகின்றன.

அயனச் சூருவளிகளின் நெடுவமைப்பு

சூருவளியின் அமைப்பானது, அதன் வளர்ச்சி நிலையைப் பொறுத்து வேறுபடுகிறது. உருவாகும் நிலையிலுள்ள பெரும் புயலானது, தீவிரமிக்க முதிர்ச்சியடைந்த முழுஉருப் பெற்ற சூருவளியினின்றும் வேறுபடுகின்றது. சூருவளிகள் அதிக உயரங்கள் வரை, சற்றேறக்குறைய டிரோபோஸ்ஃபியர் (troposphere) முழுவதும்கூட வியாபித்துக் காணப்படுகின்றன என்று ஏற்கெனவே கூறப்பட்டது. அயனமண்டலத்திற்குரிய இதர காற்றுக் குழப்பங்களைப் போல், குளிர்ந்த மையப் பகுதியையுடையதாயல்லாமல் நேர் மாறாக, அயனச் சூருவளிகள் வெப்ப மையத்தையுடையவையாகும். இச் சூருவளிகள், ஒன்று அல்லது இரண்டு மைல் உயரங்களில் துவங்கி கீழ்நோக்கிப் பூமியின் மேற்பரப்பு வரையிலும், மேல் நோக்கி நான்கு முதல் ஏழு மைல் வரையிலும் வியாபிக்

கின்றன. மேற்பரப்புக் கருகில் சூருவளியின் வலிமை மிக அதிகம். ஆனால் அது தீவிர மிகுந்து வலிமை பெறும்பொழுது, அதிக உயரங்களுக்கு விரைவில் வியாபிக்கிறது. சுழல் நன்றாகத் தீவிர முறும்போது, வெப்ப நிலை மற்றும், திட்டமான ஈரப்பதன் ஆகியவை எல்லா மட்டங்களிலும் (உயரங்களிலும்) குறைந்த பட்சம் 15 அல்லது 20 கிலோ மீட்டர் உயரம் வரையிலாவது அதிகரிக்கின்றன. மேலும், அயனச் சூருவளி மையத்திற்கருகே காற்றுக்குவியலானது மேற்பரப்புக்கருகில் ஆழமற்ற படுகைக்கு மட்டுமே உரிய நிகழ்ச்சியாகத் தோன்றுகிறது.

வெப்ப அமைப்பைக் கவனித்தால் அயனச் சூருவளியாவன அதிக உயரங்களுக்குப் பரவிக் காணப்படுகின்றன. மேலும் அவை களின் கீழ் மட்டத்திலுள்ள வெப்ப மைய அறையானது மேல் மட்டத்தில் காணப்படும் குளிர் மைய அறையால் மூடப்பட்டது போன்ற இரட்டையறை அமைப்பைக் கொண்டது.

வெப்பநிலைப் பரவல்

சூருவளி மையத்தைச் சுற்றி வெப்பநிலைப் பரவலானது எல்லாத் திசைகளிலுமே ஏறக்குறைய ஒரேமாதிரியாக உள்ளது. காற்றின் வெப்பநிலை, பனிநிலைக்கு அல்லது சற்றேறக்குறைய அதே வெப்பநிலைக்கோ அல்லது கன மழைப் பொழிவினால் ஏற் படும் ஈரக்குமிழ் வெப்பநிலைக்கோ குறைக்கப்படுவதைத் தவிர, சூருவளியின் மேற்பரப்பில், புயலின் வருகையை முன்னிட்டோ அல்லது அது கடந்து சென்ற பின்னோ, வெப்பநிலையில் மாறுபாடு ஏதும் ஏற்படுவதில்லை.

அழுத்தப்பரவல்

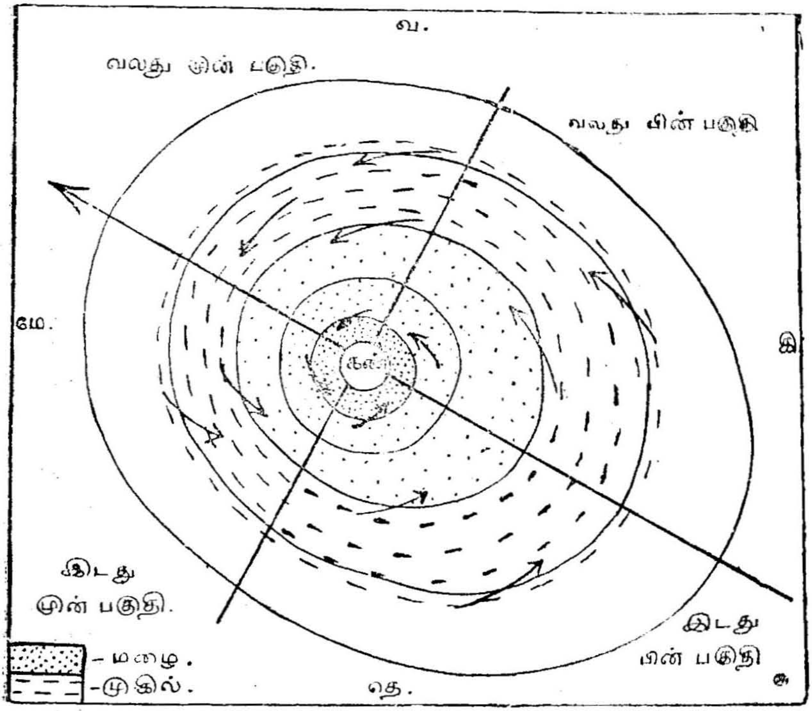
வெப்பநிலை, மேகமூட்டம், மற்றும் காற்றோட்டங்கள் ஆகிய வற்றின் பரவலைப் போன்றே, சூருவளிகளில் அழுத்தப் பரவலும் ஏறக்குறைய சீராக அமைந்துள்ளது. சம அழுத்தக் கோடுகள் வட்டவட்டமாக அமைந்திருப்பது, அழுத்தத்தில் ஒரே சீராக ஏற்படும் குறைவிற்கு அறிகுறியாகும். அழுத்தச் சரிவுகள் செறிந்து காணப்படுகின்றன. நன்கு பெருக்கமடைந்த ஹரிகேன் புயலில் மையப்பகுதியில் அழுத்தம் 28·50'' (965 மில்லிபார்) அளவுக்கும் குறைவாயுள்ளது. ஃபிலிப்பீன்சு தீவைச் சேர்ந்த லூசன் தீவிற்குக் கிழக்கே 460 மைல்களுக்கப்பால் தோன்றிய டைஃபூனில் பாரமானி அழுத்தம் 26·185'' என்று குறிக்கப்பட்டது.

இதுதான் உலகத்திலேயே இதுவரையில் பெரும்புயல்களில் எடுக்கப்பட்டுள்ள அழுத்தக்குறிப்புகளில் மிகக் குறைந்த அழுத்தம் என்பது ஒப்புக் கொள்ளப்பட்டுள்ளது. சாதாரணமாகப் புயல்களின் மையத்தில் குறைந்த அழுத்தக்குறிப்புகள் 27'' முதல் 27.50'' வரை கண்டறியப்பட்டுள்ளன. பாரமானி சரிவுகளைப் பற்றிய ஆராய்ச்சிகளிலிருந்து, அதிகரித்த அழுத்தச் சரிவு, சூறுவளி மையத்தில் காணப்படும் மிகக் குறைந்த அழுத்தத்தைப் பொறுத்து அதிகரிக்கிறதென்று டெப்பர்மன் (Deppermann) குறிப்பிட்டுள்ளார். இருந்தாலும், ஒரு மணிக்குச் சராசரி அழுத்தக் குறைவு, சூறுவளிகள் இயங்கும் வேகத்தைப் பொறுத்தும், பாரமானியின் சரிவைப் பொறுத்தும் ஏற்படுகிறது. ஒரு மணிக்கு அழுத்தக் குறைவானது 0.4'' இலிருந்து 0.8''வரை, சாதாரணமாகக்காணப்படுகிறது.

காற்றோட்டம்

அயனச் சூறுவளியானது செயல் மிகுந்த, உட்புகும் சலனத்துடன் கூடிய ஒரு தலமாகும். இங்கு காற்று, சுழலும் மையத்தைச் சுற்றி, சுழலாக மேலோங்கி இயங்குகிறது. புற அயனச் சூறுவளிகளைப் போலவே இங்கும் காற்று, வட கோளார்த்தத்தில் இடஞ்சுழியாகவும், தென் கோளார்த்தத்தில் வலஞ்சுழியாகவும், புயலின் மையத்தை நோக்கி உட்புகுகிறது. காற்று இயங்கும் திசையானது, சூறுவளிகளில் நான்கு பகுதிகளில், குறைவாக வேறுபடுகிறது. காற்று உட்புகும்போது அதில் உள்நோக்கிய வளைவானது தனிப்பட்ட சூறுவளிகளைப் பொறுத்தும், அவற்றின் வளர்ச்சிநிலை, அளவு, அவை இயங்கும் அட்சரேகை மற்றும் பல அம்சங்களைப் பொறுத்தும் மாறுபடுகிறது. சூறுவளியின் வலது பின்புறப்பகுதியில், மற்றப்பகுதிகளைப் போலல்லாமல் காற்றானது சாதாரணமாக மையத்தை நோக்கி நேராகப் பாய்கிறது. முதிர்ச்சியடைந்த தீவிரமான புயல்களில் காற்றின் சுழற்சியானது சீராகக் காணப்படுகிறது. ஒவ்வொரு புயலிலும் வேறுபாடுகள் இருந்தபோதிலும், சாதாரணமாக வலது முன் புறப்பகுதியில் காற்றானது சூறுவளி இயங்கும் பாதைக்குக் குறுக்கே பாய்ந்து இயங்குகிறது. மேலும் காற்று, சம அழுத்தக்கோடுகளுக்குக் குறுக்கே போகாமல், அவைகளை யொட்டி இயங்குகிறது (படம் 7–7a). காற்றியக்கத்தின் எல்லா விஷயங்களைப் பற்றிய தெளிவான செய்திகள் இப்போதிருப்பதைக் காட்டிலும் தேவைப் படுகிறது. ஹரிகேன் போன்ற பெரும் புயல்கள், மேற்கிற்கும் வடமேற்கிற்கும் இடையே இயங்கும்போது, அவற்றின் மையங்கள் இயங்கும் பாதையில் புயல்களின் மையங்கள் அங்கு வருவதற்குமுன் காற்று வடக்கு அல்லது

வடகிழக்காகவும் இயங்குகிறது. பெரும்பாலும் வடக்கு அல்லது வடகிழக்காகவே இயங்குகிறது. புயலின் மையம்வருவதற்கு முன் காற்றானது மேற்சொன்ன திசையிலிருந்து பலமணி நேரம் திசை மாறாமல் இயங்குகிறது. காற்று திசை திரும்பினாலும் அல்லது பின்னடைந்தாலும் புயலின் மையமானது அவ்விடத்தைக் கடந்து செல்லக்கூடும். புயலானது வடகிழக்காக இயங்கினால் மையம் வருவதற்குமுன் சாதாரணமாகக் காற்றானது வடக்கு, வடகிழக்கி லிருந்து, கிழக்கு, தென்கிழக்காக இயங்குகிறது.



(படம் 7 – 7 a) அயனச் சூறாவளி

காற்றானது மணிக்கு 75 மைல் வேகத்தில் இயங்கினால் அப் புயல் பெரும்புயல் என வகைப்படுத்தப்படும். பெரும்பாலும் காற்று, நாசத்தை விளைவிக்கக்கூடிய, மணிக்கு 90 முதல் 130 மைல்கள் வரையுள்ள வேகத்தில் இயங்கக்கூடும். காற்றின் வேகமானது வலது புறத்தில் காணும் மிகுந்த அமுக்கச்சரிவால் பாதிக்கப்படுகிறது. ஏனெனில் மேற்கு நோக்கி இயங்கும் புயல் களில் உப அயன அதிக அமுக்கப் பிராந்தியம், அவற்றிற்கு

வலது புறமாகவும், இடை அயனக் குறைந்த அழுத்தம் இடது புறமாகவும் இருக்கின்றன. இதனால் பெரும் புயற்காற்றுகள் வலது புறத்தைக்காட்டிலும், இடது புறத்தில் அதிக தூரத்திற்குப் பரவியுள்ளன. முதிர்ச்சியடையாத தீவிரமிக்க புயலில் காற்றின் வேகமானது, புயலின் மையம் ஓரிடத்தில் வருவதற்குச் சில நிமிடங்களுக்கு முன்னால்தான் அதிகரிக்கிறது. முதிர்ச்சி அடைந்த பிறகும், இறுதி நிலைகளிலும் காற்றானது புயலின் மையம் வருவதற்கு இரண்டு மணி நேரத்திற்கு முன்னாலும், அது வந்த பின் ஒருமணி நேரத்திற்குப் பின்னாலும், அதிக வேகத்தில் இயங்குகிறது.

முகிலும் மழையும்

முகில் மற்றும் மழைப் பரவலானது மற்ற அம்சங்களைப் போலவே, புயலுக்குப்புயல் மாறுபடுகிறது. நடு அட்சரேகைப் பிராந்தியங்களில் தோன்றும் வெப்பவளிமுகம் இயங்குவதற்கு முன்னால் ஒன்றன்பின் ஒன்றாய்த்தோன்றும் முகில்களைப் போலவே பெரும்புயல்களிலும் காணப்படுகிறது. கீற்று முகில் முதலில் தோன்றுகிறது. இது தொடுவானத்திலிருந்து புயல் இயங்கும் திசையை நோக்கிப் பரந்து காணப்படுகிறது. இம்முகில் அடர்வுற்று கீற்றுப்படை முகிலாக மாறிப் பின் உயர்படை, உயர் திரண் முகில்களாக மாறுதலடைகின்றன. எப்போதாவது, திரண்கார் முகில் மேல்மட்டத்தில் அதிகக் காற்று மழையுடன் கூடித் தோன்றுகிறது. கடைசியாகக் கார் முகில் சுவர் போன்று, மிகுந்த காற்றுக் குழப்பத்துடன் ஆகாய முழுவதும் பரவியும், அடியில் படைமுகில்கள் 500 முதல் 2,500 அடி உயரம் வரை பரவியும் காணப்படுகின்றன. ஹரிகேன் பெரும்புயல் மத்தியில் உயர் முகில்கள் பெரும்பாலும் காணப்படுவதில்லை. கீழ்மட்டங்களில் காணும் முகில்கள் காற்றடிக்கும் திசையிலேயே இயங்குகின்றன. கீற்றுமுகில்கள் சாதாரணமாகப் பொதுவான காற்றோட்டம் இயங்கும் திசையிலேயே இயங்குகின்றன. கீற்றுப்படை முகில்கள் பெரும்புயல் சுழற்சிக்கு மேல் சாதாரணமாகக் காணப்படாவிட்டாலும், பெரும்புயல் சுழற்சியானது, கீற்று முகில்கள் தோன்றும் மட்டம் வரை வியாபிக்கக்கூடும். கீழ் மட்டங்களிலும் அதற்குச் சற்று மேலுள்ள மட்டங்களிலும் பெரும் புயற் சுழற்சியோடு சம்பந்தப்பட்ட முகில்கள் காணப்படும் இடத்தைச் சுற்றியுள்ள கீற்றுமுகில்கள் சூறாவளிச் சுழற்சியால் பாதிக்கப்படவில்லையென்று குறிப்பிடப்படுகிறது.

மழைப்பரவல், தீவிரம் இவைகளைப் பொறுத்தமட்டில், எவ்வளவுக்கெவ்வளவு புயல்கள் முதிர்ச்சியடையாமலிருக்கிற

தோ, எவ்வளவுக்கெவ்வளவு அவைகள் கீழ் அட்சரேகை களில் தோன்றுகின்றனவோ, அவ்வளவுக்கவ்வளவு மழைப் பரவல் சீரான அமைப்பைக் கொண்டதாக இருக்கும் (படம் 7-7a). புயல் திருப்பமடைந்து வட அட்சரேகைகளில் வியாபித்தால் புயலின் முன்புறத்தில் மழைப்பொழிவு செறிந்து காணப்படுகிறது. தனிப்பட்ட புயல்களில் இதற்குமாருக நடக்கக்கூடும். புயலின் மையம் வருவதற்கு முந்தியும், மையம் கடந்து சென்ற பிறகும் மழை ஏற்பட்டிருக்கிறது. மேலும் மழை சிறிதளவே ஏற்பட்டிருக்கிறது. மேற்சொன்ன மழையின் பரவல் இளம் புயலிலும், மேலும் ஏறக்குறைய கீழ் அட்சரேகை களில் தோன்றும் புயல்களிலும் சாதாரணமாகக் காணப்படும். சில சில புயல்களில் மழையானது, அப்புயல்களின் பின்னுல் ஏற்படுவதைக் காட்டிலும், முன்னுல் அதிகமாக ஏற்பட்டிருக் கிறது. இதற்கு நேர்மாருகவும் மழை ஏற்பட்டிருக்கிறது. தனிப் பட்ட முகிலில் மேற்சொன்ன மழைப் பரவலின் அமைப்பைத் தவிர, பின்புறம், வலது முன்பகுதிகளில் மழை ஏற்பட்டிருக்கிறது.

புயலில் ஏற்படும் மழையின் அளவு பல அம்சங்களால், அதாவது காற்று மேல்நோக்கி இயங்கும் வேகம், புயல் இயங்கும் வேகம், மழையளவுக்கும் கருவி புயலின் மத்தியைப் பொறுத்து வைக்கப்பட்ட இடம், நில உருவமைப்பு ஆகிய அம்சங்களால் பாதிக்கப்படுகிறது. மழையின் அளவு சராசரி 5'' முதல் 10'' வரையில் இருக்கலாம். ஆனுல் இது அதிகம் வேறுபடக்கூடும். நில உருவமைப்பு சாதகமாக இருக்கும் இடங்களில் 30'' முதல் 40'' வரை மழை பெய்கிறது. சில புயல்களில் 1'' ம் அதற்கும் குறைவாகவும் கணக்கிடப்பட்டிருக்கிறது. மற்றும் ஒரு புயலில் மழையின் சுவடு மட்டுமே அறியப்பட்டது. காற்று அதிகமா யிருந்தால் மழைமானியில் விழ வேண்டிய மழை விழுவதில்லை. இந்த இழப்பு 50 சதவிகிதம் வரைகூட இருக்கும். அதிகரித்த மழை நான்கு நாட்களில் 88'' முதல் 96·5'' வரையிலும், ஒரு நாளில் 28.60'' வரையிலும் தனிப்பட்ட புயலில் குறிக்கப்பட் டுள்ளது.

புயலின் 'கண்'

முதிர்ந்த பெரும்புயலின் குறிப்பிடத்தக்க பண்பு, அதன் மத்தியில் தோன்றும் அமைதி மையம் அல்லது புயலின் 'கண்' ஆகும் (படம் 7–7a). புயலின் மத்தியில் காற்றின் வேகம் அதிக வேகத்திலிருந்து திடீரென்று குறைந்தது மணிக்கு 15 மைல் வீதத்திலோ அல்லது அதற்கும் குறைவான வேகத்திலோ இயங்கு

கிறது ; அதே நேரத்தில் மழை நின்று ஆகாயம் நிர்மலமாகிறது. கீற்று, கீற்றுப்படை முகில்கள் எப்பொழுதும் காணப்படுகின்றன. சராசரியாகப் புயலின் அமைதி மைய விட்டம் 12 முதல் 15 மைல் வரையில் உள்ளது. புயல் கண்ணின் மையத்தில் காற்றின் வேகம் மிகவும் குறைந்து மணிக்கு 5 மைல் வேகத்தில் இயங்கு கிறது. சில சமயங்களில் இம் மையம் சிறிது நேரத்திற்குக் காற்று அசைவின்றிக் காணப்படும். அப்பொழுது சூரியன், நட்சத் திரங்கள் காலத்திற்கேற்ப தெளிவாகக் காணப்படும். புயலின் மத்தி இயங்கும் பகுதிகளில் தாங்க முடியாத புழுக்கம், மூச்சடைப்பு முதலியன உணரப்பட்டதாக மக்கள் அறிவித்திருக் கிறார்கள். ஆனால் அது உண்மையல்ல. இவ்வுணர்ச்சியானது, பலத்த காற்று, கனமழைப் பொழிவிலிருந்து துரிதமாக, அமைதி யும், ஈரத்தன்மையும் வாய்ந்த வானிலை நிலவுவதால் ஏற்பட்ட தாகும். சில சூறாவளிகளில் மையத்து மத்தியின் மேற்பரப்பில் வெப்ப உயர்வும், அதையடுத்து ஈரப்பதனில் வேறுபாடும் ஏற்படுவது, வெயிற்காய்வு அல்லது ஃபோன் பாதிப்பினால் (Foehn effect) என்று விளக்கியுள்ளனர். பின் சொன்ன ஃபோன் பாதிப்பதால்தான் புயலின் மையத்தில் ஆகாயம் நிர்மலமாகக் காணப்படுகிறது.

அயனப் புயல்களின் சக்தி

புயலின் முக்கியமான சக்தி திரவமாதலின் உள்ளுறை வெப்ப மாகும். இவை அயனக் கடல்களில் உற்பத்தியாவதினால் அங்குச் சக்தியைக் கொடுக்கும் அதிகரித்த ஈரம் இருக்கிறது. மேற் சொன்ன காரணத்தினாலும், சூறாவளிகளை மறையச் செய்யும் உராய்வு, கடற்பரப்பில் மிகக் குறைவாக இருப்பதாலும் அயனச் சூறாவளிகள் தீவிரமாக உள்ளன.

இயங்கும் திசையும், வேகமும்

சுழலும் பம்பரமானது தன் இடத்தைவிட்டு விலகிச் சென்றியங்குவது போலவே, ஹரிக்கேன் சூறாவளியில் சுழன் றடிக்கும் காற்றும், சூறாவளி மையத்தை இயங்கச் செய்கிறது. சூறாவளியின் இயங்கு திசையும், விசையும் அதில் அடங்கியுள்ள காற்றின் திசையையும், விசையையும் பொறுத்துள்ளனவென்று கூறலாம். ஹரிக்கேன் பெரும்புயல்கள் உருவாகுமிடத்தில் காற்றின் பொதுவான இயக்கத்தையடுத்து சூறாவளியானது மேற்கு நோக்கிய இயக்கத்தைக் கொண்டுள்ளது என்று திட்ட மாகக் கூற இயலாதெனினும், இது ஓரளவிற்கேனும் உண்மை

யாகும். முன்பே கூறப்பட்டதுபோல், வியாபாரக் காற்ரேட்டங்கள் இப்பெரும் புயல்களை மேற்கு நோக்கியே இயங்கச் செய்கின்றன. கரிபியன் கடற்பகுதி, கல்ஃப் வளைகுடாப் பிராந்தியம் ஆகியவற்றைக்கடந்து மேற்காற்ரேட்டங்கள் நிலவும் மண்டலத்தையடையும்வரை அதே திசையில் செலுத்தப்பட்டு, இறுதியில் கிழக்கு நோக்கித் திருப்பப்படுகின்றன. ஜூலை மாதத்தின் அழுத்தம், நிலவும் காற்ரேட்டங்கள் ஆகியவை குறிக்கப்பட்டுள்ள படத்தைப் (படம் 3-8, 19-b) பார்க்க. இதிலிருந்து காற்றின் பொதுச் சுழற்சியானது மேற்சொன்ன சூருவளி இயக்கத்துடன் ஒத்துக்காணப்படுகிறது என்பது தெரிகிறது. ஆசியாவின் கிழக்குக் கடற்கரைக்கப்பால் காணப்படும் டைஃபூன் புயல்கள், அப்பகுதியில் கோடைப் பருவக் காற்ரேட்டத்தினியக்கத்தை யொட்டி, வடக்காகவே இயங்குகின்றன. (படம் 8-8, 19-b) வியாபாரக் காற்று மண்டலத்தில் மேற்காக இயங்குகையில், சிறிது சிறிதாக, வடகோளார்த்தத்தில் வலதுபுறமாகவும், தென்கோளார்த்தத்தில் இடப்புறமாகவும் திருப்பமடைந்து, மணிக்கு 30 மைல் வரை வேறுபடக்கூடிய மிதமான வேகத்தில் இயங்குகின்றன. அவ்வப்போது சிறிது நேரத்திற்கு நிலையாக அசைவற்று இருக்கின்றன அல்லது தம் பாதையினின்றும் விலகி இயங்குகின்றன. அவை மேலும் அதிக நேரத்திற்கு நீடித்திருந்தால், மேற்காற்ரேட்டங்கள் நிலவும் பகுதியில் இயங்கி, கோடையில் கடலுக்குரிய அதிக அழுத்த மையங்களின் மேற்புறமாக வளைந்து திரும்புகின்றன. இவ்வியக்கமானது, வடகோளார்த்தத்தில் முதலில் மேற்கு அல்லது வடமேற்காகவும், பின்பு வடக்கு அல்லது வடகிழக்காகவும் உள்ளது. சூருவளியின் பாதை பரவளைவு (Parabola) என்ருலும். உண்மையில் அச்சமயத்தில் சூருவளிக்கு மேல்மட்டத்தில் நிலவும் காற்ரேட்டங்களைப் பொறுத்தே அதன் பாதை அமைகிறது. முதிர்ச்சியடைந்த ஹரிகேன் சூருவளியானது, புயலின் கீழ்ப்பகுதியிலுள்ள வெப்ப அறையில் அல்லது அதற்குச் சற்று மேலியங்கும் காற்ரேட்டங்களுக்கான திசையிலும் விசையிலும் இயங்குகிறது என்று மேற்கு அட்லாண்டிக் பகுதியிலும், கரீபியன் கடற்பகுதியிலும் எடுக்கப்பட்டுள்ள குறிப்புகளிலிருந்து தெரியவருகிறது. மேற்கூறிய சூருவளியின் வெப்ப மிகுந்த அறைக்கு மேல், காற்றின் சுழற்சி மறைந்துவிடுகிறது. மேலும் பெரும்பாலான சூருவளிகள், இயக்கும் காற்ரேட்டத்திற்கு (Steering current) வலப்புறமாகத் திருப்பப்படுகின்றன. இத்திருப்பமானது சூருவளியின் இயங்கும் வேகத்தைப் பொறுத்து மாறுபடுகிறது திருப்பமடையும் மட்டத்தில் அழுத்த மாறுபாடுகள் ஏற்படுவதால், திருப்பத்தை விளைவிக்கும் காற்ரேட்டமானது காலத்திற்கேற்ப மாறுபடுகிறது. சிற்சில சமயங்களில்,

ஹரிகேன் சூருவளிகள் எம்பொழுதுமியங்கும் பாதையை விட்டு வெகுதூரத்திற்கப்பால் வேறு பிராந்தியங்களை வந்தடைகின்றன.

அயனச் சூருவளிகள் அயனப் பிராந்தியங்களைவிட்டு நடு அட்சரேகைப் பிராந்தியங்களை நோக்கி இயங்குவது பலவகைகளில் நடைபெறுகிறது. சூருவளிகளின் குறிப்புகளிலிருந்து சில வடக்கு அல்லது வடகிழக்காக வளைந்து செல்கின்றன வென்றும், சில மறுதிருப்பமில்லாமல் மேற்கு அல்லது வடதிசையில் திரும்புகின்றனவென்றும், மற்றவை ஒழுங்கற்ற பாதைகளிலும் இயங்குகின்றனவென்றும் தெரிகிறது. இத்தகைய மறுதிருப்பம் மேற்காற்றோட்டத்தின் இருப்பிடம், இயக்கம் ஆகிய அம்சங்களால் பாதிக்கப்படுகிறது. துருவத்திற்குரிய அதிக அழுத்தப்பள்ளங்கள் கிழக்கு நோக்கி முன்னியங்குகையில், சூருவளியானது மேற்கிலிருந்து வடக்காகத் திரும்புகிறது. இவ்வாறு சூருவளிகள் இயங்கும் பல்வேறு திசைகளானவை, மேற்காற்றோட்டங்களின் இருப்பு அல்லது இல்லாமை, துருவ மேற்காற்றோட்டங்களின் அயன மண்டல இயக்கம், அதிக அழுத்தங்களின் இருப்பிடம், மற்றும் சூருவளிகள் நிலவும் பல்வேறு விசைகள் ஆகிய அம்சங்களைப் பொறுத்ததாகும். பொதுவாக 25° முதல் 30° வரையுள்ள அட்சரேகைப் பகுதியில் பெரிய சூருவளிகள் கூட பல நாட்களுக்கு ஒரே நிலையில் அசைவற்றுக் காணப்படுகின்றன. பெரிய பரப்புகளில் வளிமண்டலத்தில் ஏற்படும் பலதரப்பட்ட இயக்கங்கள், பெரிய அளவிலுள்ள டைஃபூன் மற்றும் ஹரிகேன் சூருவளிகளின் இயக்கத்திற்கான காரணத்தைத் தெளிவாக விளக்குகின்றன, சூருவளிகள் நடுஅட்சரேகைப் பிராந்தியங்களில் நிலவுவதற்கு, வீரிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டமும் ஓரளவு காரணமாயிருக்கலாமென நம்பப்படுகிறது.

பொதுவாக அயனச் சூருவளிகள் நிலப்பரப்பிலியங்கும்போது விரைவிலேயே வலிமை குன்றி, அழிக்கும் இயல்பை இழக்கின்றன. இதற்குக் காரணம் வெப்பமான ஈரக்காற்றுக் குறைவும், அதிகரித்த நில உராய்வும் ஆகும்.

பொதுவாகச் சூருவளி இயங்கும் பாதை மாதத்திற்கேற்ப எவ்வாறு மாறுபடுகிறதென்பதைக் கீழ்க்காணும் குறிப்புகளிலிருந்து அறியலாம். சூருவளிக்குரிய காலமாகிய கோடையில் சூருவளிகள் தோன்றி இயங்கும் பெரும்பாலான பகுதிகளில், இவற்றின் பாதையும், இவை அடிக்கடி தோன்றுமிடமும், ஒவ்வொருமாதமும் வேறுபடுகின்றன. வருடாவருடம் இவற்றின் பாதை வேறுபட்டுக் காணப்படுகிறது. மே மாதத்தில் ஹரிகேன் சூருவளிகள் அநேகமாகத் தோன்றுவதில்லை. ஜூன் மாதத்தில் சூருவளிகள் அதிக விஸ்தீரணமில்லாமல் சிறியவையாயிருப்பினும்

தீவிரமிக்கவையாயுள்ளன. ஐந்து வருடத்திற்கொருமுறை இவை பெரும்புயலின் தீவிரத்தையடைகின்றன. சிறப்பாக கரிபியன் கடலின் மேற்குப் பகுதியிலோ, மெக்ஸிகோ வளைகுடாப் பகுதியிலோ இத்தகைய தீவிரமிக்க சண்டமாருதங்களைக் காண லாம். பொதுவாக இவை வலிமைமிக்கதும், வடக்கு நோக்கி இயங்குவதுமான ஓர் உறுப்பைக் கொண்டவை. ஜூலை மாதத்தில் சூருவளிகள், எண்ணிக்கையில் சற்று அதிகமாயும், அளவில் சற்றுப் பெரியவையாயும் உள்ளன. பெரும்பாலான சூருவளிகள் ஆண்டிலிசுக்கு (Antilles) வடக்கிலோ, தெற்கிலோ உருவாவதுடன் மேற்கு நோக்கிய உறுப்பைக் கொண்டவை. ஆகஸ்டு மாதத்தில் சூருவளிகள் அடிக்கடி தோன்றுவதோடு தீவிரமிக்கவையாயுமுள்ளன. இவை பெரும்பாலும் வெர்டி முனை (Cape Verde) யில் தோன்றி அண்லாண்டிக் பகுதி முழுமையிலும் இயங்குகின்றன. இவை வலிமைமிக்க மேற்கு நோக்கிய உறுப்பைக் கொண்டவை. செப்டம்பர் மாதத்தின் முற்பகுதியில், சூருவளிகளில் பெரும்பான்மையானவை வெர்டி முனைப் பிராந்தியத்தில் தோன்கின்றன. மாதத்தின் பிற்பகுதியில் சூருவளிகள் அடிக்கடி தோன்றுமிடம் தென்மேற்கு அட்லாண்டிக் பகுதியாகும். துருவ மேற்காற்றேட்டங்கள் தெற்கு நோக்கி இயங்கும்போது சூருவளிகள் வடதிசைக்கான வலிமைமிக்க உறுப்பை உருவாக்குகின்றன. அக்டோபர் மாதத்தில் அயனச் சூருவளிகள் எண்ணிக்கையில் அதிகமாய்த் தோன்றினாலும், நிகழ்வெண்ணும் (Frequency), சராசரித்தீவிரமும் அக்டோபர் மாத மத்தியில் குறைந்து காணப்படும். எல்லாமே வடக்கு நோக்கிய உறுப்பையுடையன. இவற்றில் பெரும்பான்மையானவை, பனாமா கால்வாய்க்கு வடக்குப் புறத்தில் கரிபியன் கடலின் மேற்குப் பகுதியில் உருவாகிய பின் வடக்காக கியூபாத்தீவின் குறுக்காக இயங்குகின்றன. நவம்பர் மாதத்தில் கரிபியன் பகுதியில் சில சூருவளிகளே தோன்றுகின்றன. இவையும் உடனடியாக வடக்கு நோக்கி இயங்கத்துவங்குகின்றன. அயனச் சூருவளிகளுக்குரிய பருவத்தின் முற்பகுதியிலும், பிற்பகுதியிலும் வலிமைமிக்க வடக்கத்திய காற்றேட்டப் பகுதியும் பருவ மத்தியில் மேற்கு நோக்கிய உறுப்பும் எல்லாப் பிராந்தியங்களிலும் அதிகம் காணப்படுகின்றன என்னும் உண்மை மேற்கூறிய விவரங்களிலிருந்து அறியவருகிறது. இதற்கு வங்காள விரிகுடாவும், அரபிக் கடற் பிராந்தியமும் விலக்காகும். சராசரிப் பாதைகளினின்றும் விலக்காகவுள்ள உதாரணங்கள் முன்னமேயே கொடுக்கப்பட்டுள்ளன. தென் கோளார்த்தத்தில் சூருவளிகள் மிக அடிக்கடி தோன்றுவது ஜனவரிமுதல் மார்ச் வரையுள்ள காலமாகும். சூருவளிகள் அடிக்கடி தோன்றும் முக்கிய மாதங்களும், அவை ஏற்படும் முக்கியப் பிராந்தியங்கள் ஆறும் கீழ்க்காணும் அட்டவணையில் கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

[redacted]	தோன்றுமிடம்	மாதங்கள்
I.	**வட அட்லாண்டிக் கடலின் தென் பகுதி :**	
	1. வெர்டி முனைத்தீவு	ஆகஸ்டு, செப்டம்பர்,
	2. கரிபியன் கடலின் வடபாகம்	மே மாதத்தின் பிற்பகுதியிலிருந்து நவம்பர் முடியவுள்ள காலம்.
	3. கரிபியன் கடலின் தென் மேற்குப் பகுதி	ஜூன், அக்டோபர்.
	4. மேற்கிந்தியத் தீவுகளின் கிழக்கு, வடக்குப் பகுதிகள்	ஜூன் முதல் அக்டோபர் முடியவுள்ள காலம்.
	5. மெக்சிகோ வளைகுடா	ஜூன் முதல் அக்டோபர் வரை.
II.	**பசிபிக் மகா சமுத்திரத்தின் வட பகுதி :**	
	மெக்சிகோவின் மேற்குக் கடற்கரையோரம்	ஜூன் முதல் நவம்பர் வரை.
III.	**வடபசிபிக் கடலின் தென் மேற்குப் பாகம் :**	
	சீனக்கடல், ஃபிலிப்பைன்சு தீவுகள், தென் ஜப்பான்	மே முதல் டிசம்பர் வரை.
IV.	**இந்துமகா சமுத்திரத்தின் வடபாகம் :**	
	1. வங்காள விரிகுடா.	ஏப்ரல் முதல் டிசம்பர் வரை.
	2. அரபிக்கடல்.	ஏப்ரல் முதல் ஜூன் வரையும், செப்டம்பர் முதல் டிசம்பர் வரையும்
V.	**இந்துமகா சமுத்திரத்தின் தென்பகுதி :**	
	மடகாஸ்கர் தீவின் கிழக்காக 90° கிழக்கு வரையுள்ள பகுதி.	நவம்பர் முதல் ஏப்ரல் வரை.
VI.	**பசிபிக் மகா சமுத்திரத்தின் தென்பகுதி :**	
	கிழக்காக ஆஸ்திரேலியாவிலிருந்து 140° மேற்கு வரையுள்ள பகுதி.	டிசம்பர் முதல் ஏப்ரல் வரை.

மேற்காணும் அட்டவணையிலிருந்து இரு கோளார்த்தங்களிலும், தென் அட்லாண்டிக் பகுதி, தென் பசிபிக்கடலின் கிழக்குப்பகுதி தவிர, அயனக் கடல்களில் எல்லாப் பகுதிகளுமே அயனச் சூருவளிகளின் இயக்கத்திற்குள்ளாகின்றன என்று அறியலாம். மேற்கூறிய இரண்டு பிராந்தியங்களில் மட்டும், ஹரிகேன் சூருவளிக்குரிய தீவிரத்தைக் கொண்ட அயனவளிச் சூருவளிகள் காணப்படாமலிருத்தலுக்கான காரணங்கள் முன்னமேயே கொடுக்கப்பட்டுள்ளன.

ஹரிக்கேன் பெரும்புயல்களின் தோற்றமும் வளர்ச்சியும்

கோடைக்காலத்தின் பிற்பகுதியிலும், இலையுதிர்கால ஆரம்பத்திலும், அதாவது கடல் நீரின் வெப்பநிலை அதிகபட்சமாயிருக்கும்போது, அதே சமயத்தில் அதற்கப்பால் வடக்கேயுள்ள நிலப்பரப்பில் உள்நாட்டுப் பகுதிகள் துரிதமாகக் குளிர்ச்சியடையும் போது அயனச் சூருவளிகளெல்லாம் உருவாகின்றன என்றால், அயனச் சூருவளிகளின் தோற்றத்திற்கு அப்பிராந்தியத்திற்குரிய வானிலை நிலைமைகள் மட்டும் காரணமல்லவென்பது நன்கு விளங்கும். கப்பல் தலைவர்கள், சிறுசிறு இன்னல்களைக் கூட அறியும் பொருட்டு, காற்றோட்டம், முகில், காற்றின்றித் தோன்றும் அலைகள் ஆகிய அம்சங்களை முறையே தொடர்ந்து கவனித்து ஆராய்ந்துள்ளனர், ஏனெனில், இத்தகைய சிறு குழப்பங்களிலிருந்தே, இன்னலை விளைவிக்கும் தீவிரமிக்க பெரிய சூருவளிகள் உருவாகின்றனவென்பது எல்லோரும் அறிந்ததேயாகும். ஹரிகேன் போன்ற தீவிரமிக்க பெரும் புயல்கள் ஏற்கெனவே வளிமண்டலத்தில் நிலவும் சிறு இன்னல்களிலிருந்து எடுத்துக்காட்டாகக் கிழக்கினின்றும் இயங்கும் காற்றலை, காற்றோட்டம் துண்டிக்கப்படும் தளம் அல்லது அயன மண்டலத்திற்குரிய குறைந்த அழுத்தப்பள்ளம் போன்ற சிறு குழப்பங்களிலிருந்து சண்டமாருதங்கள் உருவாகின்றனவென்று டி. பெர்ஜரான் (T. Bergeran), டன் (Dunn) இ. பால்மென் (E. Palmen), ஸி. இ. பால்மர் (C. E. Palmer) மற்றும் எச். ரீல் (H. Riell) ஆகியோர் தங்கள் ஆராய்ச்சிகளினின்றும் நிர்ணயித்திருக்கிறார்கள். அயனச் சூருவளிகள் மற்றும் பெரும்புயல்களுக்குரிய தோற்றத்திற்கானவும், அவற்றின் பெருக்கத்திற்குப் பிரத்தியோகமான முறையில் சாதகமாயுள்ள நிலைமைகளுக்கானவுமான, பல்வேறு கொள்கைகளைப் பற்றிய முழு விவரங்கள் ஏற்கெனவே ஆராயப்பட்டுள்ளன.

புற அயனச் சூருவளிகளைப் போலவே, அயனச் சூருவளிகளும், தோற்றம் முதல், முதிர்ச்சியடைந்து தேய்ந்து மறையும் வரை, தொடர்ந்து உருமாற்றம் அடைந்துகொண்டே இருக்

கின்றன. இவ்வாறு ஒரு நிலையிலிருந்து மற்றோர் நிலையை யடையும்போது அவற்றின் பொதுவியல்பு அல்லது பண்புகள் பெரிதும் மாறுபடுகின்றன. ஹரிகேன் புயலுக்கான தோற்றம் அயனப் பிராந்தியத்திற்குரிய குழப்பத்திலிருந்து உண்டாகிறது எனலாம். சூருவளிக்குரிய குறைந்த அழுத்தப்பகுதி பெரியதா யிருப்பதோடு, பரவலாகவுமுள்ளது. குறைந்த அழுத்தத்தைச் சுற்றி நிலவும் காற்றோட்டங்கள் மிதமான தீவிரத்தைக் கொண் டவை. மேலும் மழைத்தூறல்கள் எண்ணற்றவை. அநேக முறை மழைப் பொழிவேற்படுகிறது. முகில் தொகுதிகளோ, வானிலை நிலைமைகளோ இச் சூருவளிகளில் ஒழுங்கானவமைப்பைக் கொண் டவையல்ல. இவை பல நாட்களுக்குப் பரவாமலேயே இருக்கும். மேன்மேலும் பெருக்கமடையும், துவக்க நிலையிலுள்ள சில சூரு வளிகள், முதிர்ச்சி நிலையை அடையும் முன்பே மறைந்து விடு கின்றன. வேறுசில, அதிகப் பெருக்கமடையாமலே தொலை தூரங் களுக்கு இயங்குகின்றன.

பெரும் புயல் வளர்ச்சியின் இரண்டாவது நிலை, ஒரு சிறு பகுதியில் துரிதமாக ஏற்படும் அழுத்த வீழ்ச்சியாகும். இவ்வழுத் தக்குறைவு மையத்தைச் சுற்றிப் பெரும்புயலுக்குரிய தீவிரத்தைக் கொண்ட காற்றோட்டங்கள் தோன்றுகின்றன. சுருள் சுருளாக நன்கு அமைக்கப்பட்ட மேகங்கள் தோன்றுகின்றன. இந்த நிலை யில்தான் சூருவளிக்குக் 'கண்' தோன்றி அதிகபட்ச வலிமையை யடைகிறது. இந்நிலையில் புயலானது சமச்சீராக இருப்பதோடு அதனுடைய பரவலும் மிகச்சிறியதாகும்.

முதிர்ந்த நிலையில் அதாவது மூன்றும் நிலையை அடையும் போது, அழுத்த வீழ்வு நின்று விடுவதோடு, காற்றின் விசையும் அதிகரிப்பதில்லை. இவ்வாறிருந்தும். சூருவளியினுல் அடைத்துக் கொள்ளப்பட்ட பரப்பானது கிடையாக விரிந்து, பெரும் காற்றுத் தொகுதிகள் சுழலுக்குள் ஈர்க்கப்படுகின்றன. சூருவளிக்கான பரப்பானது அது இயங்கும் திசையின் வலப்புறமாகப் படர்ந்து கொண்டே போவதால் சூருவளியின் சமச்சீர் குறைக்கப்படு கிறது. புயலின் தீவிரமும் படிப்படியாகக் குறைக்கப்படுகிறது.

பெருக்கமடையும் நிலையிலும், பெருக்கமடைந்த நிலையிலும், இப் புயல்களில் பெரும்பாலானவை பூமத்தியரேகைக்கப்பால் மேற்கு நோக்கி இயங்குகின்றன. இவை நிலப்பரப்பின் மீது இயங்கும்போதும், கடற்பரப்புகளின் மீது மறு திருப்பமடைந்து வடக்கு நோக்கி இயங்கும்போதும் உருவழிந்து சிதறி விடுகின்றன. அவ்வப்பொழுது சில நேரங்களில் நாடு அட்சரேகைப் பகுதிகளை

யடையும் போது, இவை மறுபடியும் உருப்பெற்று, புற அயனச் சூருவளிகளுக்கான பண்புகளை அடைகின்றன.

அதிக தீவிரமாக நடைபெறும் வெப்பச் சலனத்தின் விளைவாக, கனமேகங்களினின்றும் கொட்டும் மழை, இடி, மின்னல் ஆகிய அம்சங்களே அயனச் சூருவளிக்கான வானிலையாகும். சூருவளியின் வருகையை முன்னிட்டு, ஆரம்பத்தில் மெதுவாகவும், பின் துரிதமாகவும் பாரமானிக்குரிய அழுத்தம் தொடர்ந்து வீழ்ச்சியடைகிறது. சூருவளியின் வருகைக்கு ஏறக்குறைய 100 மைல்களுக்கு முன்பாகவே அழுத்தத்தில் வீழ்வு நன்கு தென்படுகிறது. புயல் 50 அல்லது 60 மைல்களுக்கு அப்பாலிருக்கும்பொழுதே அழுத்தமானது துரிதமாகக் குறைவுபடுகிறது. காற்றானது மிதமான தீவிரத்திலிருந்து சண்டமாருதப்புயல்களின் தீவிரம் வரையுள்ள விசையுடன் அதாவது சராசரியாக மணிக்கு 75 மைல் முதல் சில தனிப்பட்ட புயல்களில் காணப்படுவதுபோல் 150-200 மைல் வரை வேறுபடும் வேகத்தில் இயங்குகிறது.

ஆகாய முழுவதும் மங்கலான கீற்று மேகம் காணப்படுவதோடு, சூரியாஸ்தமன காலத்தில் சிவப்பு நிறமாகத் தோன்றுகிறது. மேலும், சூரியன் அல்லது சந்திரனைச் சுற்றிப் பரிவட்டங்கள் காணப்படுகின்றன. கடற்பரப்பில் உருண்டோடும் தன்மையதான காற்றில்லாது தோன்றும் அலை உண்டாகும்போது, அழுத்தம் குறைந்து, காற்றோட்டங்கள் அதிகரிக்கும்போது, மங்கலானகீற்று மேகமானது, சுய உருவடைந்து அதன் பிறகு கீற்றுப்படுகை மேகத்திலிருந்து அடர்வு மிக்க திரண் கார்முகிலாகவும், அதையடுத்து உடனடியாக, ஒரு தனிப்பட்ட கார்படை முகிலாகவும் மாறுதலடைகிறது. சூருவளியில் தோன்றக்கூடிய அதிகபட்ச தீவிரத்தைக் கொண்ட காற்றோட்டத்தைப் பற்றி ஒன்றும் அறியப்படவில்லை. இதற்குக் காரணம் யாதெனில், சூருவளியின் பாதையில் அதன் இயக்கத்தை எந்தக் காற்றுமானியும் எதிர்த்து நிற்கவல்லதல்ல. இது சமயம் கனமழைப் பொழிவேற்படுகிறது. இந்நிலைமைகள் பலமணி நேரங்களுக்குத் தொடர்ந்து நீடிப்பதோடு, தம் பாதையில் அதிக நாசத்தை விளைவிக்கின்றன. அதன்பின் திடீரென்று சூருவளியின் கண் போன்ற பாகம் முன்னேக்கிவரும்போது, காற்றோட்டம் அமைதியடைகிறது அல்லது இலேசானதாகவும், மாறுபடும் தன்மையதாகவும் இருக்கிறது. மழைநின்று ஆகாயமும் நிர்மலமடைகிறது. கடற்பரப்புக் கொந்தளிப்பு மிகுந்து காணப்படுகிறது. காற்றின் அழுத்தம் குறைவதில்லை. ஆனால் குறைந்த பட்சமாக உள்ளது. மையப்பகுதியின் வருகையோடு வெப்பநிலை அதிகரிக்கிறது.

அதன் பின் வெப்பநிலையில் திடீர் வீழ்ச்சி காணப்படுகிறது. காற்றின் ஈரப்பதனிலும் ஏற்றத்தாழ்வு காணப்படுகிறது. அமைதி மையம் கடந்து செல்லும்போது சில சமயங்களில் ஹரிகேன் புயற் காற்றோட்டங்களின் உறுமல் எல்லாப் பக்கங்களிலும் தெளிவாகக் கேட்கப்படக்கூடும். இது காற்றோட்டத்தின் 'முனக'லென்றும் காற்றின் ''உறுமலெ''ன்றும் வெகு தூரத்திலிருந்து தொடர்ந்து கேட்கும் உருளும் ஒலியென்றும் பலவகையாக வர்ணிக்கப்பட்டுள்ளது: உட்பகுதியில் அமைந்துள்ள அமைதிப்பிராந்தியத்தின் வெளிப்புறமானது வலிமை மிக்க காற்றோட்டங்கள், கனமேகங்கள், கொட்டும் மழைப்பொழிவு ஆகிய அம்சங்களால் குறிக்கப்படுகிறது. மையத்திற்குரிய அமைதிப்பிராந்தியமானது ஓரிடத்தைக் கடந்து செல்ல ஆகும் நேரம், அமைதி மையத்தின் விட்டத்தையும், புயலியங்கும் வேகத்தையும் பொறுத்ததாகும். இந்நிலை $\frac{1}{2}$ மணியிலிருந்து 1 மணி அல்லது அதற்கு மேலும் நீடிக்கக்கூடும். இந்நேரத்தில் வானிலை குழப்பமேதுமின்றி அமைதியாக இருக்கும். புயலின் மையப்பகுதி கடந்து சென்றபின், மறுபடியும் வலிவான காற்று முன்போலவே தீவிரமாக உருவாகிறது. ஆனால், இப்பொழுது காற்று எதிர்த் திசையிலிருந்து வீசுவதுடன் அழுத்தம் துரிதமாக அதிகரிக்கிறதென்பது மட்டுமே வித்தியாசமாகும். இந்நிலை தொடர்ந்து நீடித்துப் புயல் முழுவதும் கடந்து செல்லும் வரை காற்றோட்டத்தின் வலிமை படிப்படியாகக் குன்றுகிறது. அயனக்கடலும் பழைய அமைதி நிலைகளைத் திரும்பப் பெறுகிறது. புயலின் தீவிரம் அரை நாளுக்கோ அல்லது நாள் முழுவதுமோ நீடிக்கும்.

பெருக்கமடையும் போதும், முற்றிலும் பெருக்க மடைந்த நிலையிலும் பெரும்புயல்கள் பல நாட்களுக்கு நீடிக்கக்கூடும். இவை பரப்பில் பெரியவையாதலாலும், நெடுநாட்களுக்கு நீடிப்பதாலும், இவற்றால் கப்பல்களுக்கும், கடலோரப்பகுதிகளுக்கும், உயிர்களுக்கும் ஏற்படும் சேதம் சொல்லுந்தரமன்று. இவை டார்னேடா மற்றும் இதர கடும்புயல்களைக் காட்டிலுங்கூட, அதிக நாசத்தை விளைவிக்கக்கூடியவை. இப்பெருத்த சேதத்திற்கும், நாசத்திற்கும் காரணம், சூறாவளியின் அமைப்பும், காற்றோட்டத்தின் அழுத்தமுமாகும். கடலோரப் பகுதிகளில் வெள்ளப் பெருக்கினால் சேதமும், நாசமும் ஏற்படுகின்றன.

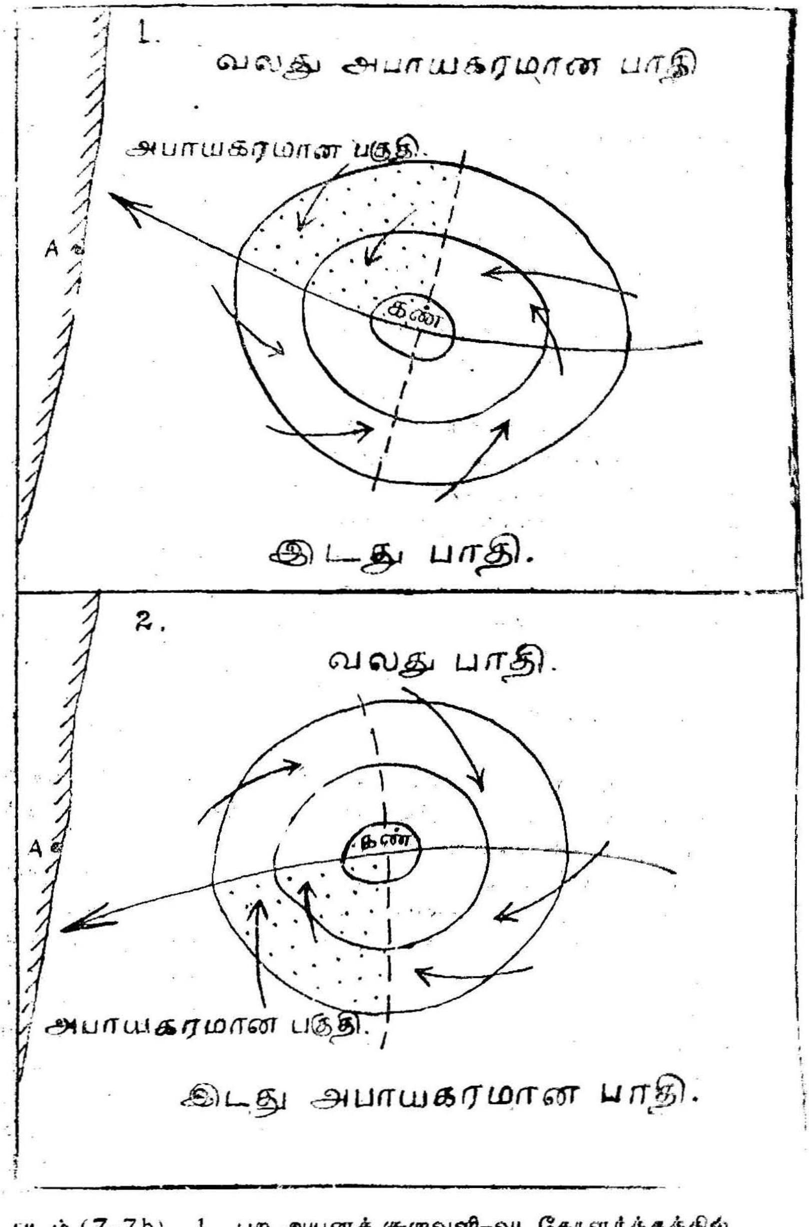
கடல் நீரில் வெள்ளப்பெருக்கு இருமுறைகளிலேற்படுகிறது. பெரும்புயல் காற்றலையினால் ஏற்படுவது ஒருவகை. காற்றோட்டத்தினால் அடித்துச் செல்லப்படும் அலை (நீரோட்டம்) கரையோரமாகத் தேக்கப்படுவதனால் வளைகுடாக்களிலும், குழிப்புறத்தை

யுடைய கரையோரங்களிலுள்ள இடங்களிலும், தேக்கப்பட்ட நீர் வெளியேற வழியின்மையால் நீர்மட்டத்திலேற்படும் இவ்வுயர்வு மேலோங்கித் தென்படுகிறது. இவ்வாறு நீர் தேக்கப்படுவது, புயல், கடலில் 500 மைல்களுக்கப்பால் இருக்கும்போதே தொடங்குகிறது. சூருவளியினுல் தோற்றுவிக்கப்பட்ட அலையின் உயரம் பொதுவாக மூன்று முதல் 10 அடிவரை இருக்கும். சூருவளி அப்பகுதிக்கப்பால் கடந்து செல்லும்வரை இந்நீரலை தொடர்ந்து நீடிக்கக்கூடும். இரண்டாம் வகை, ஹரிகேன் புயலினுல் ஏற்படும் நீரலையாகும். புயலானது மையத்திற்கருகில் கடல்நீரை அதிக உயரங்களுக்கு மேலெழுப்புகிறது. இத்தகைய நீரின் மேலெழுப்பம் 15 அல்லது 20 அடி உயரம் வரை ஏற்படக் கூடும். இந்நிகழ்ச்சியில் பெருமளவுநீர், துரிதமாகத் திடீரென்று மேல் நோக்கித் தூக்கப்படுகிறது. மேற்கூறிய இருவகைகளும் சேர்ந்து வெள்ளப் பெருக்கு ஏற்படுமாயின், அதன் விளைவாக உண்டாகும் நாசம் அளவிடுந்தரமன்று. கடல்நீரால் ஏற்படும் வெள்ளப்பெருக்குடன், கொட்டும் தாரை மழைப்பொழிவும் உடன் சேர்ந்து, சேதத்தை மேலும் மிகைப்படுத்துகிறது.

ஹரிகேன் புயல்களின் பயனுகக் கடல் மட்டத்திலேற்படும் உயர்வோடுகூட காற்ருேட்டங்களினுல் தோற்றுவிக்கக்கூடும் அலைகள் வேறு காணப்படுகின்றன. இத்தகைய காற்ருேட்ட நீரலைகள் 40 அடி உயரம் வரை எழும்பக்கூடும். இவ்வுயர மானது, காற்றின் விசையையும், கடற்பரப்பில் திசைமாருமல் இயங்கும் தூரத்தையும் பொறுத்துள்ளது. ஹரிகேன் புயலில் காற்ருேட்டங்களின் சக்தியானது. நீரலைகளைப் பரப்புவதில் பயன்படுத்தப்படுகிறது. இவ்வலைகள் ஒரு நாளைக்கு 1,000 மைல் வீதம் இயங்குகின்றன. இவ்வேகம், புயலின் மையப்பகுதி இயங்கும் விசையைக் காட்டிலும் அதிகமாகும். இவை வெகு தூரத்திற்கு இயங்குவதோடு, சூருவளியின் மையத்திலிருந்து 1,000 மைல்களுக்கப்பாலும் தென்படுகின்றன. இவ்வலைகளின் தோற்றமானது, சூருவளி 500 மைல் அல்லது 1,000 மைல் தூரத்திலிருக்கும் போதே, அதன் வருகையை முன்னெச்சரிக்கை செய்கிறது. இவ்வறிவிப்பு நுட்பமாக இல்லாவிடினும் அலைகளின் தோற்றம், கடற்கரை யோரமாகவுள்ள ஜனங்களையும், துறைமுக அதிகாரிகள் மற்றும் இதர மக்களையும் முன்னதாக எச்சரிக்கிறது. வழுவழுப்பாயிருக்கும் இந்நீரெழுப்பங்களின் மேற்பகுதியில், ஹரிகேன் புயல்களால் விளையும் காற்றலைகள் காணப்படுகின்றன. இவை அதிக உயரமில்லாவிடினும், வலிமைமிக்கதாயிருப்பதால், மேலெழுப்பங்களுடன் சேர்ந்து, கடலில் மாபெரும் கொந்தளிப்பை ஏற்படுத்துகின்றன.

புயலானது கடற்கரையை நோக்கி நெருங்கும்போது, புயலின் மையத்தேயுள்ள ஒரு பார்வையாளருக்கு அப்புயலானது நேரெதிரே உள்ள கடற்கரை இடத்தை நோக்கி நேராகவோ, அன்றி அவ்விடத்தின் வலப்புறத்தை நோக்கியோ, இடப்புறத்தை நோக்கியோ செல்லுவது போல் காணப்படும். வடகோளார்த்தத்தில் இயங்கும் ஒரு புயலானது கரையை நெருங்குமிடத்து ஓர் இடத்திற்குச் சற்று இடப் புறத்திலோ அல்லது அவ்விடத்தின் மீதோ இயங்கினால் அவ்விடத்திய காற்றுகளின் விசை மிகுதியாகிறது. ஏனெனில் காற்றின் விசையோடுகூட புயல் நகர்ந்து செல்லும் விசையும் கலந்து கொள்கிறது. காற்று பலமாய் அடிப்பதாலும், அது கரையை நோக்கி நேரெதிராக இயங்குவதாலும் கடல்நீர் உயரமாய் எழும்புகிறது. வடகோளார்த்தத்தில் புயலானது கரையிலிருக்கும் ஓர் இடத்திற்கு வலப்புறமாக இயங்கினால் காற்றின் கடுமை குறைகிறது. காற்றானது கரையிலிருந்தும் கடலைநோக்கிச் சற்று நேராய் வீசுவதால், கடல்நீரும் அவ்வளவு உயரமாய் எழுவதில்லை. கடற்கரையை நோக்கி நேராகப் புயல் வீசுமிடத்துப் புயலின் மையத்திற்கு இடதுபுறத்தில் பொருள்நாசம் அவ்வளவாய் விளைவதில்லை. ஆனால் வலப்புறத்தில் பொருட்சேதம் மிகவும் அதிகம். மையத்திலிருந்து அதிகத் தொலைவில் உள்ள பொருள்களும் புயலின் வலப்புறத்தில் சேதத்திற்கு உள்ளாகின்றன. இந்நிலைமைகள் தென்கோளார்த்தத்தில் எதிர்மாறாகக் காணப்படுகின்றன.

பெரும்புயல் காற்றலைகளால் ஏற்படும் கடல் கொந்தளிப்பு கப்பல்களுக்குப் பெரும் இன்னலை விளைவிக்கும். கப்பல் தலைவனுக்குக் கடலில் புயலின் மையம் எவ்விடத்தில் உள்ளது என்பதைக் கண்டுபிடிப்பது மிக இன்றியமையாதது. புயல் எவ்வாறு இயங்குகின்றது என்பதையும்கூட அறியவேண்டுவது மிகத் தேவையானது. ஏனெனில் புயலின் பாதையிலிருந்து கப்பலை அபாயம் இல்லாத பாதைக்குத் திருப்பிச்செல்வது கப்பல் தலைவனின் தலையாய கடமை. வடகோளார்த்தத்தில் புயலின் பாதையைத் தவிர்க்க, கப்பலைக் காற்றின் இயக்கத்தோடு கப்பலின் வலப்புறமாகச் (Star board) செலுத்தவேண்டும். அபாயகரமான பகுதியில் கப்பல் அகப்பட்டுக்கொண்டால் (படம் 7-7b) கப்பலைக் காற்று இயங்கும் திசையில். புயல் இயங்கும் பாதைக்குக் குறுக்கே செங்குத்துக் கோணத்தில் பாதையை விட்டு விலகியும் செலுத்துதல் வேண்டும். கப்பலைக் காற்றோட்டங்கள் புயலின் மையம் கடக்கும் பாதையில் அடித்துக்கொண்டு போவதால் அப்பகுதி அபாயகரமான பகுதி என்று சொல்லப்படுகிறது. இப்பாதையில் தான் கடுமையான காற்று வீசுகிறது.



படம் (7-7b) 1 புற அயனச் சூறாவளி–வடகோளார்த்தத்தில்
2 புற அயனச் சூறாவளி–தென்கோளார்த்தத்தில்

ஹரிகேன், மற்றும் டைஃபூன் போன்ற பெரும் புயல் களால் ஏராளமான பொருட்சேதம் ஏற்படுகிறது. இக்கடும் புயல்களை அவற்றின் பாதையிலிருந்து திருப்பிவிடுவதோ அல்லது அவற்றின் கடுமையைக் குறைக்கவோ இயலாது. ஆனால் இப் புயல்களின் வருகை முன்கூட்டியே அறியப்படுமானால் முழுதும் தடுக்கமுடியாதெனினும், உயிர்கட்கும் பொருள்கட்கும் நேரும் அழிவை ஓரளவு குறைக்கக் கவனமான முன்னேற்பாடுகளைச் செய்யமுடியும். புயல்களின் வருகையை அறிவிப்பதற்கான முன்னறிவிப்பு நிலையங்கள் உலகின் பல இடங்களிலும் நிறுவப் பட்டுள்ளன. இந்நிலையங்களிலிருந்து ஒவ்வொருநாளும் கூடுமான வரை பலமுறை குறிப்புகள் அவ்வப்போது அனுப்பப்படுகின்றன. மேலும் கப்பல்களிலிருந்தும், புயலைக் குறித்த செய்திகள் அவ்வப் போது அளிக்கப்படுகின்றன. சில இடங்களில் மேல் மட்டங்களில் இயங்கும் காற்றின் பண்புகளைப்பற்றி ரேடியோசான்ட், பலூன்கள் வாயிலாக அறியப்படுகிறது. இப்புயல்கள் அடிக்கடி தாக்கக் கூடிய இடங்களிலெல்லாம் வானவூர்திகள், ரேடார் போன்ற கருவி களின் துணை கொண்டு இப்புயல்களின் வருகையை முன்னதாகக் கண்டறிவதில் ஈடுபடுகின்றன. புயல் உருவாகும் இடம் கண்டறி யப்பட்டவுடன், அது இயங்கும் திசையைக் கவனமாய்க் கண்டறிந்து அது தாக்கக்கூடிய இடங்கட்குச் செய்திகள் முன்ன தாக அனுப்பப்படுகின்றன.

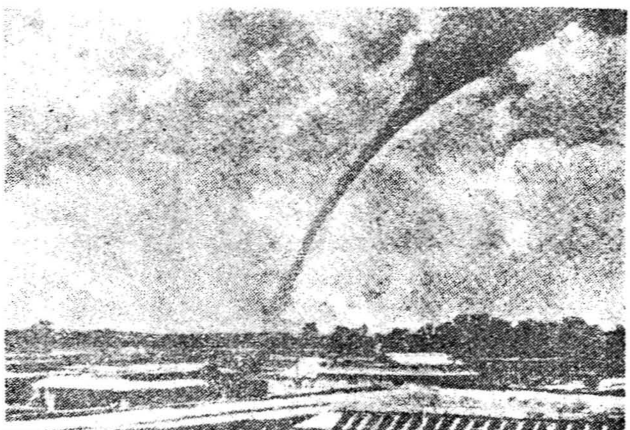
மக்கள் முன்னெச்சரிக்கையுடன் இருக்கும் பொருட்டும், கூடு மானவரை அவர்கள் பாதுகாப்பை நாடும் பொருட்டும் அவர் கட்குப் புயலின் வருகை குறித்துப் பொதுவான முன்னறிவிப்பும், குறிப்பிட்ட எச்சரிக்கைகளும் அளிக்கப்படுகின்றன. இதனால் உயிர்கட்கும், பொருள்கட்கும் ஏற்படக்கூடிய சேதம் பெரிதும் தவிர்க்கப்பட்டும், குறைக்கப்பட்டும் வருகிறது, முன்னேற்றம் பெரிதும் இல்லாத இடங்களிலெல்லாம் தகுந்த ஏற்பாடுகள் செய்ய இயலாததனால் உயிர்களுக்கும், பொருள்களுக்கும் உண்டாகும் சேதத்தை முழுவதும் தடுக்க முடியாது. இருப்பினும், கப்பல்கள், வானவூர்திகள் இன்னும் பிற விலையுயர்ந்த பொருள்கள் ஆகிய வற்றைப் புயல் தாக்கும் இடங்களிலிருந்து வெகு தூரத்திற்குக் கொண்டுபோய் வைப்பதினால் அவைகளுக்குப் பழுது ஏற்படாமல் தடுக்கலாம். ஹரிகேன் புயல்கள் அரிதாக ஏற்பட்டபோதிலும், அவைகளின் தோற்றத்தில் மிகுந்த கவனமும், அவை தரும் இன்னல்கள் குறித்த நினைவும் தொடர்ந்து நடைபெறுகிறது. திடீ ரென்று தோன்றும் புயல்களால் உயிர்களும், பொருள்களும் பெரும் நாசத்தை அடைகின்றன. சான்றாக 1938ஆம் ஆண்டில் நியூ இங்கிலாந்தைத் தாக்கிய ஹரிகேன் பெரும் புயலினால்

400 மில்லியன் டாலர் பெறுமான பொருள்கள் நாசமடைந்தன. இரண்டாயிரம் கப்பல்களும், பதினுலாயிரம் வீடுகளும் முழுதுமோ, பெரிதுமோ அழிக்கப்பட்டன. இப்புயலினுல் 500 மக்கள் உயிரிழந்தனர். மேலும் 1,750 பேர்கள் காய முற்றனர். 1928ஆம் ஆண்டில் ஃபிளாரிடா தீபகற்பத்தில் ஏற்பட்ட பெரும் புயலினுல் 2,000 மக்கள் கடற் பெருக்கத்தினுல் உண்டான வெள்ளத்தில் மூழ்கி மாண்டார்கள். கிழக்குச் சீனக் கடலில் 1944ஆம் ஆண்டு தோன்றிய டைஃபூன் பெரும்புயல் அமெரிக்க ஐக்கிய நாட்டின் மூன்று போர்க்கப்பல்களை முழுகடித்தும், 164 வானவூர்திகளை நாசப்படுத்தியும், 790 பேரை உயிரிழக்கவும் செய்துள்ளது. கல்கத்தாவில் 1864ஆம் ஆண்டு ஏற்பட்ட பேர்போன கடும் புயலினுல் 40 அடி உயரம் அலைகள் எழும்பி 50,000 மக்களை மூழ்கடித்துக் கொன்றது. மேலும் 30,000 மக்கள் வெள்ளத்தால் நோயுற்றனர். பெக்கர்கன்ஞ் சூருவளியால் ஏற்பட்ட அலை 40 அடி உயரம் எழும்பி நூருயிரம் மக்களின் மரணத்திற்குக் காரணமாயிற்று. வெள்ளத்தின் காரணமாய் மேலும் நூருயிரம் பேர் நோயுற்று இறந்தார்கள். 1919ஆம் ஆண்டு செப்டம்பர் மாதத்தில் வங்காள விரிகுடாவில் தோன்றிய சூருவளியால் வங்காளத்தின் தென்பகுதிகள் பெரும் நாசத்திற்கு உள்ளாயின. பல நூற்றுக் கணக்கான மக்கள் உயிரிழந்தார்கள். கால்நடைகள் இன்னல்கட்கு உள்ளாயின. வீடுகள் பலவும் உடைப்பட்டன. மரங்கள் பலவும் சேதமாயின. இது போன்று உயிர்ச் சேதத்துக்கும், பொருட் சேதத்துக்கும் காரணமான புயல்கள் கணக்கிலடங்கா. அண்மையில், 1961 ஆம் ஆண்டு செப்டம்பர் மாதத்தில், 350 மைல் விட்டத்தைக் கொண்ட தீவிரமிக்க ஹரிகேன் பெரும் புயல் ஒன்று, 40,000 மில்லியன் டன் நீரை முன்னுல் தள்ளிக் கொண்டு, கல்ஃப் வளைகுடாவிலிருந்து டெக்ஸாஸ் கடற்கரையைத் தாக்கிற்று. இதனுல், 30,000 மக்கள் தங்கள் வீடுகளை இழந்தனர்; நூற்றுக்கணக்கான மில்லியன் டாலர் பெறுமான பொருள்கள் நாசமாயின, இருப்பினும், தக்க சமயத்தில் இப் புயல்பற்றிக் கொடுத்த முன்னறிவிப்பால் ஆயிரக்கணக்கான மக்கள் தங்கள் பொருட்களுடன் கடற்கரைப் பட்டணத்தை விட்டு உள்நாட்டிற்கு ஓடி உயிர்பிழைத்தனர்.

அயனமண்டலச் சூருவளிகளைப் பற்றி வானவூர்திகளால் சேகரிக்கப்படும் செய்திகள் ஆண்டுதோறும் பெருகி வருகின்றன. சூருவளிகளின் தோற்றம், அவற்றுக்கான காரணம் போன்ற விவரங்கள் வீறிட்டுப்பாயும் காற்ருேட்ட ஆராய்ச்சிகளிலிருந்து மேலும் கிடைக்கக்கூடும். இச் செய்திகள் சூருவளிகளின் உற்பத்தியையும், அவை இயங்கும் பாதைகளையும் முன்கூட்டி

இச் சூருவளிகள் பெரும்பாலும் இளவேனிற் காலத்திலும், கோடைக்காலத்திலுமே அதுவும் பிற்பகல் வேளைகளில்தான் ஏற்படுகின்றன. காலை வேளைகளில் தோன்றுவதரிது. அவை சில மணி நேரங்களுக்கே நிலைத்திருக்கும்.

டார்னேடோ சுழற்காற்றுகள் துருவப் பிராந்தியங்களுக்கு வெளியே எல்லா இடத்திலும் தோன்றுகின்றன. தவிர குளிர் காலத்தில் குளிர்ச்சிமிக்க வடபகுதிக் கண்டங்களின் மீது தோன்று கின்றன. இவ்வாறிருந்தும், இச் சூருவளிகள் அடிக்கடி காணப் படும் பகுதிகள், இராக்கி மலைகளுக்குக் கிழக்கிலும், டார்னேடோ வின் இருப்பிடமென்று அழைக்கப்படும் மிஸ்ஸிஸிபி, மிஸௌரி பள்ளத்தாக்குகளுக்குத் தெற்கிலும், ஆண்டிஸ் மலைக்குக் கிழக்குப் பகுதி, மற்றும் கிழக்கு இந்தியாவிலுமாகும். கிழக்கு இந்தியாவில் அதாவது வங்காளத்தில் இவை அரிதாகத்தான் தோன்றுகின்றன. இதனினின்றும் மலைகள் காற்றேட்டங்களை எவ்வாறு பாதிக்



(படம் 7-8) சுழற்காற்று (Tornado)
(From cloud Atlas I. M. D.)

கின்றன என்பது விளங்கும். அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் தெற்குப் பகுதியிலும், ஆஸ்திரேலியாவிலும், டார்னேடோக்கள் அடிக்கடி காணப்படுகின்றன. அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் மற்றப் பாகங்களிலும், உலகின் மற்றப் பகுதிகளிலும் அவைகளின் தோற்றம் அரிதாகும்.

(7-8) புகைப்படத்தில் காட்டப்பட்டுள்ள டார்னேடோ சுழற் காற்றானது, இலேசான அல்லது மிதமான தீவிரத்தைக் கொண்டதாகும்- இது இந்தியாவில் பெஷாவர் பகுதியில் ஏற் பட்டதாகும். இதன் உயரம் சுமார் 1,500 அடியிலிருந்து 2,000 அடிவரை இருக்கக்கூடுமென்று உத்தேசமாகக் கூறப் பட்டுள்ளது. மேலும் இது மணிக்கு 10 மைல் அல்லது அதற் குக் குறைவான வேகத்தில் வடகிழக்காக இயங்கியதாகக் கரு தப்படுகின்றது. இது இயங்கிய பாதையின் நீளம் சுமார் 4½ மைல்களென்றும், அகலம் சிற்சில இடங்களில் 90 அடி இருந் திருக்கலாமென்றும் உத்தேசிக்கப்படுகிறது.

சுழற்காற்றுத் தோற்றத்தின் காரணங்கள்

சுழற்காற்றுத் தோற்றத்தின் உண்மையான காரணங்கள் விரிவாக அறியப்படவில்லை. பொதுவாகக் கருதப்படுப் காரணம் சில குறிப்பிட்ட நிலைமைகளின் கீழும், வெப்பச் சலனத்திற் குரியதுமான உறுதியற்ற நிலையிலுள்ள காற்றிலேற்படும் தீவிர வெப்பச்சலனமாகும். வெப்பமிகுந்த ஈரத் தன்மையதான அயன மண்டலக்காற்றுக்கும், குளிர்ந்த துருவக் காற்றுக்குமிடையே ஏற் படும் போராட்டம் மிகவும் சாதகமாயுள்ள பிராந்தியங்களில் டார்னேடோ சுழற்காற்றானது கடுங்குளிர்ந்த வளிமுகங்களுடன் கூடிக் காணப்படுகின்றது. தரைப்பரப்பிற்கருகில் வெப்ப, ஈரத் தன்மையான காற்றுப் படுகையின் மீது, குளிர்ந்த, வறண்ட தன்மையதான காற்றானது காணப்படும் போது, வெப்பக்கிரம மாறுகைப் படுகைக்கு மேலுள்ள காற்றானது தீவிர வெப்பச் சலனத்தின் காரணமாக உறுதியற்ற நிலையை அடைகிறது. இதன் பயனாகக் காற்றானது குளிர்ந்த வளிமுகத்தின் மீது மேலெழுப்பப்பட்டு அதீதமான தீவிர உறுதியற்ற நிலையை அடை கிறது. இந்நிலை ஏற்பட்டவுடன் சூருவளித் தொகுதி முழுவதும், பயங்கர வெடிச் சப்தத்துடன் விளங்குகிறது. இது செங்குத் தான அச்சில் சூறுவளிக்கான சுழலியக்கத்துடன், முகில் மட் டத்தில் துவங்குகிறது. இத்தகைய சுழலானது மேல் நோக்கி ஆரம்பிப்பதால், காற்றின் மேல் நோக்கிய ஈர்ப்பிற்குப் பெரிதும் உதவுகிறது. மிஸிஸ்ஸிபி, மிஸௌரி நதிப் பள்ளத்தாக்கு களில் வட கனடாவிலிருந்து தெற்காக இயங்கும் குளிர்ந்த துருவக் காற்றுத் தொகுதியானது, மெக்ஸிகோ வளைகுடாவி லிருந்து வடக்காக இயங்கும் ஈர மிகுந்த வெப்பக்காற்றுத் தொகுதியைச் சந்திக்கிறது. இவ்விரு வளிப்பகுதிகளில் வெப்ப நிலையிலும், ஈரப்பதனிலும் அதிக வேற்றுமைகள் காணப்படு கின்றன. சிறப்பாக இளவேனிற் காலத்தில் இத்தகைய வேறு

பாடு நன்கு குறிக்கப்படுகிறது. இதுவே மேற்சொன்ன பிராந்தியங்களில் அடிக்கடி மிகுதியாகச் சூருவளிகளியங்குவதன் காரணத்தை விளக்குகிறது. சராசரியாக வருடத்தில் நூறு சுழற்காற்றுகள் தெற்கிற்கும் வடமேற்கிற்குமிடையேயுள்ள பகுதியிலிருந்து இயங்குகின்றன. இவை தென்மேற்குத் திசையிலேயே பெரும்பாலும் இயங்குகின்றன.

டார்னேடோ சுழற்காற்றில் அழிக்கும் விசைகளும் அவற்றின் விளைவுகளும்

வீரியமிகுந்த காற்றோட்டங்கள் நிலவுவதால் இச்சுழல்களில் அழுத்தமானது துரிதமாகக் குறைகிறது. வெளியில் திடீர் அழுத்தக் குறைவேற்படுகையில் கட்டிடங்களுக்குள் வெடிப்பேற்படுகிறது. இதன் விளைவாக வீடுகள் பிய்த்து எறியப்படுவதில்லை. ஆனால் கீழ் விவரித்துள்ளபடி நாசம் விளைகிறது. அதாவது வீட்டின் சுவர்கள் பிளவுபட்டு எல்லாப் புறங்களிலும் வெளிநோக்கி வீழ்கின்றன. காற்றின்மேல் நோக்கிய ஈர்ப்பு தீவிரமாக ஏற்படுகையில் கனமான பொருட்கள்கூட அடியோடு பெயர்க்கப்பட்டு, வெகுதூரத்திற்கு எடுத்துச் செல்லப்படுகின்றன. மனிதர்களும், விலங்குகளும் கூட மேலே தூக்கப்பட்டு, அதிகத் தூரங்களுக்குக் கொண்டு செல்லப்பட்டிருப்பதாகத் தெரிகிறது. சில வேளைகளில் அடித்துச் செல்லும் பொருள்களைத் தீங்கொன்றுமின்றி நழுவ விட்டுவிடக்கூடும். சில சமயங்களில் ஏதாவது பொருள்களின் மீது மோதி மரணத்தை விளைவிக்கும். பயங்கரப் புயற்காற்றுன இது, கட்டிடங்களைப் பெயர்த்தும், மரங்களை வேரோடு பெயர்த்தும் தூள் தூளாக்கி நாசத்தை விளைவிக்கிறது. பறவைகளின் இறகுகள் பிய்த்தெறியப்படுகின்றன,

அழிக்குமியல்பு அதிகமிருப்பினும் இச் சுழல் காற்றோட்டங்களின் அளவும், இயங்கும் பாதையும் குறுகியிருப்பதால் அழிவிற்கான சந்தர்ப்பங்கள் மிகக் குறைவு. ஆகவே இதனுல் ஏற்படும் மரணம் மிகக்குறைவு. இதன் தளத்திற்குரிய இயல்பினுலும், சந்தர்ப்ப வசத்தினுலும் ஏற்படுவதால் வானிலைச் சங்கத்தாரால், இச்சூருவளிகளின் தொடக்கத்தைப் பற்றியோ, இடத்தைப்பற்றியோ முன்னறிவிக்க இயலுவதில்லை. இருப்பினும் கடுமையான புயல்கள் வருமுன் 6 அல்லது 12 மணிக்கு முன்பாக எச்சரித்து விடக்கூடும். சூருவளித் தலத்திற்குரிய வானிலையை ஓரளவுக்கு முன்னறிவிக்க இயலும்.

நீர்த்தும்பம் அல்லது நீர்ச்சுழற்காற்று (water spout)

டார்னேடோ சுழற்காற்று கடலில் ஏற்படும்பொழுது அது நீர்ச்சுழல் என்றறியப்படுகின்றது. டார்னேடோ சுழலானது நீர்ப் பரப்பின் மீதியங்கும்போது, தண்ணீரலைக்கப்பட்டு, சுழலில் ஈர்க் கப்படுகிறது. புனலுருவ முகிலானது குறைந்த அழுத்தத்தின் கீழ் வெப்பம் புகா மாறுதலின் பயனுகக் குளிர்ந்து, டார்னேடோ சுழலில் உருவாவதைப் போன்றே. இங்கும் உருவாகிறது. இம் முகிலானது நீர்ப்பரப்பை அடையும்போது, மேல்நோக்கித் தெறிக்கும் நீர்த்துளிகளை, ஈர்த்துக் கொள்கிறது (படம் 7-9). இதே நிகழ்ச்சி சிற்சில சமயங்களில், வரிசையாக இயங்கும் அலைக்குழப்பங்கள் நிலப்பகுதியிலிருந்து நீர்ப்பரப்பையடையும் போது ஏற்படுகிறது. நிலத்திலிருந்து நீர்ப்பரப்பை அடையுமுன் இலேசான பொருள்கள் மேலே தூக்கப்பட்டு சுழற்றப்படுகின்றன. இவை கடற் பரப்பை யடைந்தவுடன், கீழிருக்கும் நீரானது தீவிரமாகக் குழப்பப்படுகின்றது. இதுவே சுழலினுள் காற்றி னியக்கத்தைக் காட்டுகிறது. நீர்த் தம்பங்கள் நீர் பரப்புக்களைக் கடைவதுபோல் குழப்பினுலும். முகில்களினுள் அதிக அளவு நீர் ஈக்கப் படுவதில்லை. இத்தகைய நீர்த்தம்பங்களினின்றும் விழும் நீரானது சுத்தமாக இருப்பதால், இது திரவமாதலின் பயனுகவே விளைந்திருக்கும் என்பது திண்ணமாகத் தெரிகிறது. கண்டத்தின் குளிர்ந்த காற்று. வெப்பமான நீர்ப்பரப்புக்களின் மீதியங்கும் பிராந்தியங்களில் இத்தகைய நீர்ச்சுழல்கள் காணப் படுகின்றன. எடுத்துக்காட்டாக, அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் கிழக்குப்பகுதி, மெக்ஸிகோ வளைகுடாப் பிராந்தியம், மற்றும் சீனு, ஜப்பான் ஆகிய நாடுகளின் கடற்கரைக்கப்பாலுள்ள பகுதிகள் ஆகியவிடங்களில் மேற்கூறிய நீர்த்தம்பங்கள் காணப்படுகின்றன.

இது தவிர, வேறு வகையான ஒரு சூருவளியும் அயன மண்டலக் கடல்களில் தோன்றுகின்றது. இது தரைப்பரப்பில் தோன்றி, மேல்நோக்கிப் பெருக்கமடைகிறது. இது மிகச்சிறிய தாகயிருப்பதால் பூமியின் சுழற்சியினுல் பாதிக்கப்படுவதில்லை. இரு புறத்திலும் இது திருப்பக்கூடும். இவ்வயன மண்டலக் கடற்பரப்புகளிடையே வெப்பநிலை வேறுபாடு குறைவாயிருப் பது இயல்பேயாகும். வெப்பமான நீர்ப்பரப்பின் மேல் அமர்ந் திருக்கும் மேற்பரப்புக் காற்ருனது, ஈரமாவதோடு, மேலுயரங் களில் நிலவும் வறண்ட காற்றை விட இலேசானதாயுமுள்ளது. இது வெப்பச்சலனத்தை யேற்படுத்துகிறது. இத்தகைய வெப் பச்சலனமானது வெப்பநிலைகளிலுள்ள வேறுபாட்டினுலுண்டாவது

என்று சொல்வதைக் காட்டிலும், ஈரப்பதத்தில் காணப்படும் வேற்றுமையால் விளைவதென்பதே மிகப் பொருந்தும்.

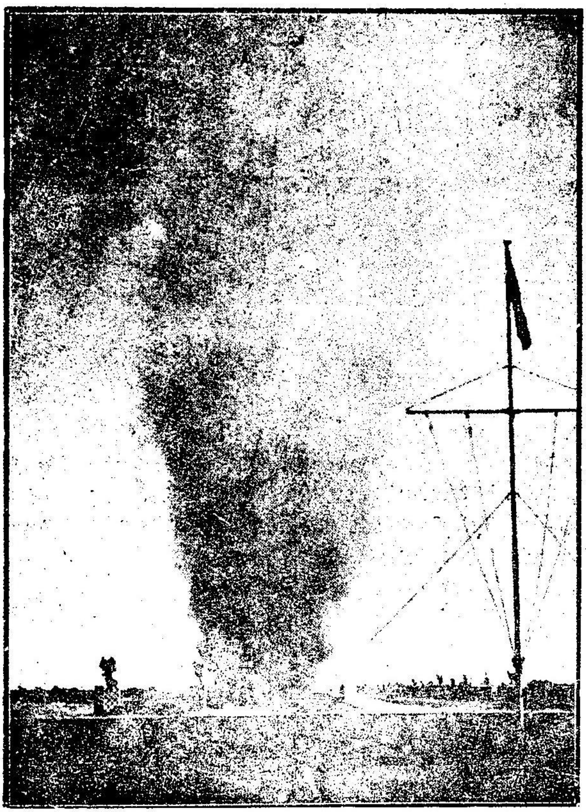


(படம் 7-9) நீர்த்தம்பம் (Water spout)
(Courtesy G. Tsuchida (W. M. O. Interational cloud Atlas)

சூறைக்காற்று (whirlwinds)

கடற் பரப்பில் நீர்க் சுழற்காற்றோட்டங்கள் ஏற்படுவதுபோல வறண்ட பாலைவனப் பகுதிகளில் தூசியும், குப்பையும் நிறைந்த சுழற்காற்றோட்டங்கள் ஏற்படுகின்றன.

பாலைவனத்தில் மேற்பரப்பு அதிகமாக உஷ்ணமடைவதே துரிதமான வெப்பச் சலனத்தை விளைவிக்கப் போதுமானது. இதன் விளைவாகத் தீவிரமிக்க காற்றோட்டங்களில் திடீரென்று



(படம் 7-10) சூறைக்காற்று
(From cloud Atlas I. M. D.

அழுத்தத்தில் பெருமளவுக்கு வீழ்ச்சியும் ஏற்படுகிறது. பாலை வனத்தில் முகில் தோற்றத்திற்குப் போதுமான ஈரம் கிடைப்ப

தில்லை. ஆகவே, இப்பகுதிகளில் டார்னேடோ சுழலுக்குரிய புனல்வடிவ முகிலோ அல்லது மழைப்பொழிவோ உண்டாவதில்லை. இது உருளை வடிவிலோ, தலைகீழாய் நிறுத்தப்பட்ட கூம்பு போலவோ உள்ளது. பூமிக்கருகில் அதாவது கீழ்ப்பகுதியில் இதன் விட்டமானது மேலுயரங்களில் இருப்பதைக் காட்டிலும் குறைவாகும். பாலைவன மணலைச் சுழற்றிச் சுழற்றியடித்து அதிக நாசத்தை விளைவிக்கிறது (படம் 7–10). வெப்பம் கடுமையாக உள்ள கோடை நாட்களில் நிலப்பரப்பின் மேல் நோக்கியும், உள் நோக்கியு மியங்கும் இலேசான சூறைக் காற்றுகள் தோன்று கின்றன. டார்னேடோ சுழற்காற்றைப் போலன்றி, இச் சூறுவளிக்காற்றோட்டங்கள் தரைமட்டத்திலேயே ஏற்படுவதோடு எத்திசையிலும் திரும்பும் தன்மையதாக உள்ளன. இவை வலஞ்சுழி இடஞ்சுழி ஆக இருபுறமும் திரும்பக்கூடும். இவற்றின் உயரத்தைப் பற்றிய உத்தேச மதிப்பு பெரிதும் மாறுபடுகிறது. சில குறிப்பிட்ட சூறைக் காற்றோட்டங்கள் 2,000 அல்லது 3,000 அடி உயரம்வரை கூட எட்டியிருப்பதாகத் தெரிகிறது. இவை மணிக்கு 5 முதல் 30 மைல் வரை வேறுபடும் வேகத்தில் இயங்குகின்றன.

படம் 7–10 இல் கொடுக்கப்பட்டுள்ள சூறைக் காற்றின் விட்டம் நிலமட்டத்தில் 30 அடியாகும். இதன் வேகம் மணிக்கு 10 முதல் 12 மைல்கள் வரை இருந்திருக்குமென நம்பப்படுகின்றது. அதன் உயரம் 3,000 அடி இருந்திருக்கலாமென உத்தேசமாகக் கூறப்படு கின்றது.

இதுகாறும் மேற்கூறிய எல்லா நிகழ்ச்சிகளுக்கும் ஆதாரமா யுள்ள வெப்பச் சலனத்தைத் தோற்றுவிக்க அதிகமான வெப்ப நிலைச் சரிவே இன்றியமையாததாகும். இதனினின்றும், வானிலை யறிவிப்பாளருக்கு மேல்காற்றின் வெப்பநிலை பற்றிய எடுகோள்கள் எவ்வளவு இன்றியமையாததாக உள்ளன என்பது நன்கு விளங்கும்.

இடிமின்னற்புயல் (Thunderstorms)

பொதுவாகக் கூறப்போனல் இடிமின்னற் புயல் என்பது தலத் திற்குரிய சூறுவளியாகும். சூறுவளிக்கு முன் பகுதியிலிருந்து உள்நோக்கி வேகமாகப் பாய்ந்துவரும் காற்றோட்டங்களால் மேல் நோக்கித் தள்ளப்படும் வீரிடும் காற்றோட்டங்களைக் கொண்ட மையப்பகுதி ஒன்று இதில் காணப்படும். சடத்தன்மை (Inertia) மேலெழும்பும் காற்றுத் தொகுதியை அதன் சமநிலை மட்டத்திற்கும் மேல் அதிக உயரத்திற்குக் கொண்டு செல்கிறது. இவ்வாறு

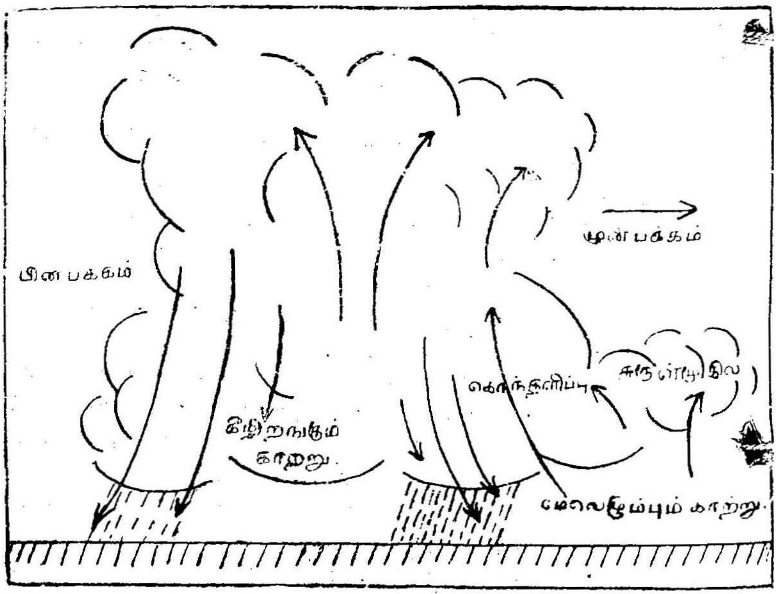
மேலெழும்பும் காற்றுத் தொகுதியின் மேற்பகுதியானது முடிவில் சரிந்து மழையாக வீழ்கிறது. இதன் பயனாக இடியுடனும் மின்னலுடனும் கூடிய கனமழை ஏற்படுகிறது. அயனச் சூருவளிகளும், மற்றப் புயல்களும் இடி, மின்னல் இவற்றுடன் கூடியவையாயினும், இத்தகைய இடி மின்னற் புயல்கள் குறுகிய காலத்திற்கே நீடிக்கக் கூடியவை. மேலும் இவை வெப்பச்சலனத்தின் விளைவாக ஏற்படுவதோடு, பெரிய பட்டடை வடிவம் போன்றுள்ள திரண்கார் முகிலில் தவிர்க்கமுடியாது ஏற்படும் துரிதமான திரவமாதலின் பயனும் ஆகும். இச்சூருவளிகளின் பயனாக கன மழைப்பொழிவு அல்லது சில நேரங்களில் ஆலங்கட்டி மழை ஏற்படுகிறது. இத்தகைய மழைப்பொழிவிற்கு மின்னலோ இடியோ காரணமாகாது. ஆனால் இவை அதன் விளைவாகும். அடிப்படையில் இடி மின்னற் புயலானது, வெப்ப இயக்கத்திற்குரிய தொகுதியாகும். இதில் திரவமாதல், பனியாதல் ஆகிய நிகழ்ச்சிகளுக்கான நிலைச் சக்தியாய்ச் சேமித்து வைக்கப்பட்டுள்ள உள்ளுறை வெப்பமானது சில குறிப்பிட்ட நிலைமைகளின் கீழும், வெப்பச் சலனத்திற்குரியதுமான உறுதியில்லாத் தன்மையதான ஈரக்காற்றில் தீவிர இயங்கு சக்தியாக மாற்றப்படுகிறது. இதன் விளைவாக, மேல்நோக்கி வீறிட்டெழும் காற்றோட்டங்களும், தாரையாகப் பொழியும் மழை, சூறைக்காற்று (Squall winds) மற்றும் இடி, மின்னல் முதலியவையும் ஏற்படுகின்றன.

இத்தகைய இடி மின்னற் புயலானது காற்றின் செங்குத்துச் சுழற்சியைக் கொண்ட அறையமைப்பையுடையது. முழுப் பெருக்கமடைந்த ஒரு சூருவளியில் மேல்நோக்கி ஈர்க்கப்படும் வெப்பக்காற்றுக் குரியதும், கீழ்நோக்கி இயங்கும் குளிர்ந்த காற்றுக்குரியதுமான வேறுபட்ட பல அறைகள் காணப்படுகின்றன. சூருவளி சிதைவுறும் தருணத்தில், கீழ்நோக்கிய காற்றியக்கம் மட்டுமே காணப்படுகின்றது.

இடிமின்னற் புயல்களின் தோற்றத்திற்குச் சாதகமாயுள்ள நிலைகள்

திரண் முகிலைப்பற்றிய விவரங்களினின்றுதான், இடி மின்னற் புயல்களின் தோற்றத்திற்கான ஆதாரத்தை அறிய இயலும். சூருவளித் தோற்றத்திற்கு இன்றியமையாததாக உள்ள தீவிர வெப்பச்சலன நிகழ்ச்சியை ஏற்படுத்த, போதுமான அளவு ஈரமான வெப்பக்காற்றும், அதிக அளவு வெப்பக்குறைவுவீதமும் தேவைப்படுகின்றன. மேற்பரப்பிலிருந்து திரவமாதல் மட்டம் வரையுள்ள வெப்பக்குறைவு வீதமானது வறண்ட அடியபாடிக்

வீதத்தைக் காட்டிலும் அதிகமாக இருத்தல்வேண்டும். இதுதவிர வெப்பக்குறைவு வீதமானது, முகில்களின் அடித்தளத்திலிருந்து போதுமான உயரத்திற்கு, ஈர அடியபாடிக் வீதத்தைக் காட்டிலும் அதிகமாக இருத்தலும் மற்றொரு நிபந்தனையாகும். காற்றின் உறுதியில்லாத தன்மையானது பல்வேறு வழிகளில் ஏற்படுத்தப் படுகிறது. இதைப்பற்றி ''இடிமின்னற் புயல்களின் வகைகள்'' என்னும் தலைப்பின் கீழ் விவரமாகக் கொடுக்கப்பட்டுள்ளது. சூருவளியின் தோற்றத்திற்கு மற்றொரு முக்கியமான நிபந்தனை, முகில்கள் ஒரு குறிப்பிட்ட பருமனை அடைய வேண்டுமென்பதாகும். குறைந்த பட்சம் 10,000 அடி கனமாவது இருத்தல் வேண்டும். இத்தகைய பருமனை அடைவதற்குக் காற்றானது உறைநிலை வெப்பநிலைக்கும் குறைந்த வெப்பநிலை அடையும் வகையில் இரண்டு முதல் ஐந்து மைல்கள் வரை மேலெழும்புதல் வேண்டும். முகில்களின் அடித்தளத்திற்குமேல் உறைநிலைமட்டம் மிக அதிக உயரத்திலிருக்குமிடத்து, முகில்களின் பருமன் அதிகமாயிருப்பதால், வெப்பச்சலன நிகழ்ச்சி மிகத் தீவிரமாக நடைபெறுகிறது. அயன மண்டல அட்சரேகைகளில், அடிக்கடி வலிமை மிக்க புயல்கள் ஏற்படுவதற்கும், மித வெப்ப மண்டலங்களில், குளிர்காலத்தில் இடிமின்னற்புயல் குறைந்த அளவில் ஏற்படுவதற்குமான காரணத்தை மேற்சொன்ன அம்சம் விளக்குகிறது.



(படம் 7, 11) தலவெப்ப இடிமின்னற் புயல் குறுக்குவெட்டுப் படம்

இடிமின்னற் புயல்களில் நிலவும் காற்றேட்டங்கள்

திரண் முகில் உருவாகும்போது, தீவிரச் செங்குத்தியக்கமும், அதிகக் குழப்பமும் ஏற்படுவதை விமானிகள் அனுபவப் பூர்வமாக கண்டறிந்துள்ளார்கள். ஆரம்பத்தில் மேற்பரப்புக் காற்றேட்டங்கள் மெதுவாக ஒன்று கூடுகின்றன. சூருவளி பெருக்கமடையும்போது, கீழ்நோக்கி ஈர்க்கப்படும் குளிர்ந்த பலமான காற்றேட்டத்திலிருந்து, இவை சூருவளியின் முற்பகுதியில் வெளிப்புறமாக வெகு தூரம்வரை வியாபிக்கின்றன. இத்தகைய காற்றேட்டங்களை இடிமின்னற் புயலைச் சேர்ந்த குழப்பமான காற்று என்று கூறுவதுண்டு. இவற்றுடன் சுருள்முகில் (roll cloud) காணப்படுகிறது. (படம் 7-11). இது புயலுக்குரிய முகிலின் கீழ்ப் பகுதியின் முக்னேக்கிய விளைவேயாகும். இது இருண்ட சாம்பல் நிறத்ததாயிருக்கும். மேலும் முகிலின் முற்பகுதிக்கருகில் மேலெழும்பும் வெப்பக் காற்றுக்கும், மழையை விளைவிக்கும், கீழிறங்கும் குளிர்ந்த காற்றுத் தொகுதிக்குரிடையே கிடையாக ஏற்படும் திரும்பும் காற்றுச்சுழலாகும் (படம் 7-11). சில சமயங்களில் இதில் காணப்படும் காற்றின் வேகம், பெரும் நாசத்தை விளைவிக்கின்ற பெரும் புயலில் காணும் காற்றின் விசையைவிட அதிகமாக உள்ளது. இத்தகைய தீவிரவிசைக்குக் காரணம், மழையுடன் கூடியவையும், அதிக உயரங்களிலிருந்து கீழிறங்குபவையுமான குளிர்ந்த காற்றேட்டங்களாகும் (படம் 7-11). குளிர்ந்த காற்று அடர்த்திமிக்கதாகையால், விரிவாகப் படர்ந்து, வெப்பமான காற்றுத் தொகுதியைக் கீழறுக்கிறது. சில நேரங்களில் புயல்களில் முன்னேக்கிப் பாயும் இயக்கத்தின் பயனாகவும் விசை அதிகரிப்பதுண்டு.

இடிமின்னற் புயல்களிலேற்படும் மழைப்பொழிவு

''இடிமழை'' என்று சொல்லாமல், ''இடிமாரி'' என்று கூறுவதிலிருந்தே, இப்புயல்களால் ஏற்படும் மழைப்பொழிவு எத்தகையது என்பதை அறியலாம். இடிமின்னற் புயல்களால் விளையும் மழைப்பொழிவு தாரையாகக் கொட்டும் தன்மையதாயிருப்பதோடு, குறுகிய காலத்திற்கே நீடிக்கும் தன்மையதாயுள்ளது. துவிர, தொடர்ச்சியாகவும் பெய்வதில்லை. முழுவதும் பெய்து நின்றபின், மறுபடியும் திடீரென்று, மின்னல் தோன்றி மறைந்த உடன் தீவிரமாகப் படபடவென்று முன்னதாகப் பெரிய நீர்த்துளிகளும் பின் சிறிய நீர்த்திவலைகளும் வீழ்கின்றன. இந்நீர்த்திவலைகள் விழும் வேகம் அவற்றின் அளவைப் பொறுத்ததாகும். மின்னலின் தோற்றத்திற்குப்பின் மழையேற்படுவதற்குக் காரணம், ஒளி இதர சக்திகளைக் காட்டிலும் வேகமாக இயங்குகிறதென்னும் பௌதிக உண்மையாகும். கோடையில் துரிதமான காற்றின்

மேலெழுப்பம், அதிகவெப்பநிலை, ஆகவே அதிக அளவு சுய ஈரப்பதன் முதலிய எல்லா அம்சங்களும் இடியுடன் கூடிய புயல்களின் தோற்றத்திற்குச் சாதகமாயிருப்பதால், இச் சமயத்தில் இத்தகைய சூருவளிகள் அடிக்கடி ஏற்படுவதோடு, திடீர் மழைப்பொழிவும் உண்டாகிறது. மழையளவில் ஏற்படும் திடீர் அதிகரிப்பு மின்னலின் தோற்றத்தினுலிருக்கலாமென்று கருதப்பட்டாலும், மின்னல் தோன்றுவதற்கே காரணம் மழைதான் என்று குறிப்பிடுவதே பொருத்தமாகும். இதுகாறும் கொடுக்கப்பட்டுள்ள விளக்கத்திலிருந்து, இடிமின்னற் புயலில் மழைப்பொழிவின் பரவலானது மற்றச் சூருவளியில் காணப்படும் மழைப்பொழிவின் பரவலினின்றும் வேறுபடுகிறது என்பது நன்கு விளங்கும்.

மழையைத் தவிர பொழிவில் நாசத்தை விளைவிக்கும் ஒரு வகையைச் சேர்ந்த பெரிய ஆலங்கட்டிகள், தீவிரமிக்க இடிமின்னற் புயல்களுடன் கூடிக் காணப்படுகின்றன. இத்தகைய கல்மாறி ஏற்படுவது மிக அரிது. தவிர தனிப்பட்ட சூருவளிகளிலுங் குறிப்பிட்ட பகுதிகளுக்கு மட்டுமே உரியதாகும் (இயல் 5 ''கல்மாரி'' என்னும் பகுதியைப் பார்க்க 1).

மின்னல் இடி ஆகியவற்றின் தோற்றம்

இடி, மின்னல் இவையிரண்டும் இடிமின்னற்புயல்களுடன் கூடியேற்படும் முக்கிய நிகழ்ச்சிகளாகும். மின்னலென்பது வளிமுகத்திற்குரிய மின்சாரம் வெளிப்படுத்துவதன் பயனுக ஏற்படும் ஒளியின் தோற்றமாகும். மின்சாரம் பாய்வது ஒரே முகிலின் இரு பகுதிகளுக்கிடையிலோ, ஒரு முகிலினின்றும் மற்றொரு முகிலுக்கோ, மேகத்தினின்று பூமிக்கோ ஏற்படலாம். முற்றும் பெருக்கமடைந்த நிலையிலுள்ள இப்புயல்களின் மேல் பகுதியானது நேர் மின்னேற்றம் (postive charge) படைத்தது. மழையேற்படும் கீழ்ப்பாகத்தின் முன்பகுதி நேர் மின்னேற்றத்தைப்படைத்தது. இடி மின்னற் புயல்களின் உட்புறமும், கீழ்ப்பகுதியின் பின்புறமும், முன் பகுதியின் முன்புறமும், எதிர்மின்னேற்றத்தைக் கொண்டவை (Negative charge). பெரிய மழைத்துளிகள் சிறு சிறு திவலைகளாகச் சிதறுவதன் பயனுக, துரிதமாக மேலெழும்பும் காற்றோட்டங்களில், சக்திவாய்ந்த, நிலையான (static) மின்சாரசக்தி தோன்றுவதால், மின்னலுருவாகிறது. சூருவளியிலுள்ள மழைத்துளிகள் ஒரு குறிப்பிட்ட அளவுக்குப் பெருக்கமடைந்தவுடன் அதாவது சுமார் 4 மில்லி மீட்டர் அளவை யடைந்தவுடன் சிதைவுறுகின்றன. பெரிய துளிகள், முகிலின் கீழ்த் தலத்திற்கருகே காணப்படுகின்றன. இவை எதிர் மின்னேற்றம் (negative charge) கொண்

டவை. நேர் மின்னேற்றத்தை (positive charge) யுடைய, சிறு சிறு நீர்த்திவலைகள், மற்றும் நீர்த்துளிகளினின்றும் பிரிபட்ட நீராவியும் மேலாகவும், வெளிப்புறமாகவும் முகிலின் மற்றப்பாகங்களுக்கு எடுத்துச் செல்லப்படுகின்றன. மேலெழும்பும் காற்றுனது, முகிலின் மேற்பகுதிக்கு நேர் மின்னேற்றத்தை எடுத்துச்செல்கிறது. இடியுடன் கூடிய முகிலில் மின்னேற்றங்களின் (electrical charges) பிரிவினையை இது ஓரளவிற்கு விளக்குகிறது. இச்சமயத்தில் மின்சாரம் பொதிந்தசரிவு (electric potential gradient) மிக அதிகமாகிவிடுவதால் மின்னல் தோன்றுகிறது. இது பெரும்பாலும் ஒரு முகிலுக்குள்ளேயே ஏற்படுகிறது. அல்லது ஒரு முகிலினின்றும் மற்றொரு முகிலிற்கு ஏற்படுகிறது. அதிர்ஷ்டவசமாக, முகிலினின்றும் பூமிக்கு ஏற்படும் மின்சாரப்பாய்ச்சல் அடிக்கடி ஏற்படுவதில்லை. இடி யென்பது, மின்னலின் விளைவாயேற்படும் அதிக அளவு வெப்பத்தினுல் காற்றுனது திடீரென்று விரிவடைவதன் பயனுகக் கேட்கப்படும் ஒலியாகும். மின்னலியங்கும் பாதை கண்ணுக்குத் தெரியும்போது, பொதுவாக அதற்குக் கீற்று மின்னல், கிளை மின்னல் (forked lightning) என்ற பெயர்கள் வழங்குவதுண்டு. மின்னல் பாய்ச்சலால் முகிலும் வானமும் திடீரொளி பெறுவதற்கு விரிப்பு மின்னல் (Sheet lightning) என்று பெயர். இத்தகைய மின்னலின் பாதை கண்ணுக்குப் புலப்படுவதில்லை. அரிதானதும் அதிசயத்தக்கதுமான உருக்கொண்டது பந்து மின்னல் (Ball lightning). இது உருண்டை வடிவ மின்னல். இதில் ஒளிரும் பந்து போன்ற தொகுதிகள் மிதமான வேகத்தில் இயங்குகின்றன. இவை சிலவி நாடிகளுக்கே நீடித்திருக்கும். மின்னல் தாங்கிகள் நன்கு அமைக்கப்பட்டிருந்தால், பாதுகாப்பை அளிக்க வல்லவை. இவை மின்னலின் தாக்குதலால் ஏற்படும் மின்சாரத்தைப் பூமிக்கு எடுத்துச் செல்கின்றன. எஃகினுலான கட்டடங்கள் பாதுகாப்புடையவை. மேலும் திறந்த வெளியைக் காட்டிலும். கட்டடங்களின் உட்புறம் பாதுகாப்பான இடமாகும். மலைகள், கம்பிவேலிகள், தனிப்பட்ட ஒற்றை மரங்கள் ஆகியவை பாதுகாப்பற்றவை. ஆகவே இவற்றைத் தவிர்ப்பது நலம்.

இடிமின்னற் புயல்களின் வகைகள்

இடிமின்னற் புயல்களுக்குக் காரணமாகவுள்ள வெப்பநிலைக் குறைவு வீதத்தை அதிகரிக்கச் செய்யும் செயல்களையடுத்து, இப்புயல்களை இரு முக்கியப் பிரிவுகளாகப் பிரிக்கலாம். அவையாவன (i) வளிப் பகுதி இடிமின்னற் புயல்வகைகள் (ii) வளிமுக இடிமின்னற்புயல் வகைகள். இவற்றின் உபவகைகள், வெப்பநிலைக் குறைவு வீதத்தை அதிகரிக்கும் முறையையும்,

உறுதியில்லா நிலையை ஏற்படுத்தும் முறையையும் ஆதாரமாகக் கொண்டுள்ளன.

வளிப்பகுதி இடிமின்னற்புயல்கள் என்பவை, ஒரு தனிப்பட்ட வளிப்பகுதியினுள்ளாகவே காற்றின் செங்குத்தான இடப்பெயர்ச்சியின் பயனாக ஏற்படுபவையாகும். இதை மூன்று வகைகளாகப் பிரிக்கலாம். (i) குறிப்பிட்ட தலத்திற்குரிய புயல் அல்லது வெப்பப்புயல். (ii) நில உருவத்திற்குரிய இடிப்புயல் (iii) காற்றுத் தொகுதிகளின் கிடைப்பரவலுக்குரிய இடிப்புயல் முதலியன.

வெப்பத்திற்குரிய இடிமின்னற்புயலானது, வெப்பச்சலனத்தின் பயனாகத் தூண்டப்படுவதால், இவ்வகை அயனப்பிராந்தியங்களில் அதுவும் வருடத்தின் வெப்பமான பருவத்தில், சிறப்பாக வெப்பமிகுந்த பகல்வேளையில் தான் நிலவுகின்றது. அதாவது பிற்பகலின் இறுதியிலோ அல்லது மாலைநேரத்திலோ தோன்றி, பூமியின் மேற்பரப்பு குளிர்ச்சியடையத் துவங்கும் மாலையின் பிற்பகுதியில் தீவிரம் குறைந்து மறைந்து விடுகிறது. அதிக அளவு வெப்பம் வெளிப்படுமிடங்களில், புயலின் தீவிரம் அதிகரிக்கிறது. பூமத்தியரேகை அமைதிப் பிராந்தியமானது இப்புயலின் தோற்றத்திற்குச் சாதகமான எல்லா நிலைமைகளையும் பெற்றுள்ளது. இவ்விடி மின்னற் புயல்கள் மரங்களடர்ந்த காட்டுப் பகுதிகளைக் கடந்து செல்லும்போது, தளர்ச்சியடைகின்றன. மேலும் குளிர்ந்தநீர்ப்பரப்பின் மீது இயங்கும்போது சிதைவுறுகின்றன. அதிக வெப்பக்குறைவு வீதமும், சுயஈரப்பதன் அதிகமாயிருத்தலும், திரண்கார் முகிலின் உருவாக்கத்திற்கு ஏற்ற நிலைகளாகும். ஆங்காங்கே காணப்படும் தலத்திற்குரிய இப்புயல்கள் எத்திசையிலும் இயங்கக்கூடும். ஆனால் நடு அட்சரேகைப் பகுதியில் கிழக்குநோக்கி இயங்குகிறது. இவை தோன்றக் கூடிய நேரத்தையோ இடத்தையோ முன்னறிவிப்பது மிகக் கடினமாகும். நடு அட்சரேகை மற்றும் கீழ் அட்சரேகைப் பிராந்தியங்களின் உள்நாட்டுக் கண்டப்பகுதிகளில் கோடைக்காலத்தில் நல்ல மழைப்பொழிவை விளைவிப்பதால் இவை இன்றியமையாதவையாயுள்ளது. இதைக் காட்டிலும் அரிதாகவும் சற்றுக் குறைவான எண்ணிக்கையிலும் தோன்றுபவை குளிர்ந்த வளிப்பகுதிக்கான இடிமின்னற் புயல்களாகும். இவை, குளிர்ந்த வளிப்பகுதியானது வெப்ப நீரோட்டம் அல்லது ஏரி முதலிய வெப்பமான நீர்ப்பரப்புகளின் மீதியங்கும்போது தோன்றுகின்றன. இவற்றிற்குத் தேவையான ஈரமும், வெப்பமும் கிடைப்பதில்லையாகையால், இவை இலேசான தீவிரத்தையுடையவையாகும். இவை குளிர் காலத்தி

லும், இளவேனிற் காலத்திலும் தோன்றுகின்றன. கடற்பரப்பில் உருவாகும் புயல்களில் பெரும்பான்மை இவ்வகையைச் சேர்ந்த தாகும்.

நில உயர்வுக்குரிய இடிமின்னற்புயல்கள், மலைத்தொடர் அல்லது பீடபூமி போன்ற மேட்டு நிலங்களின்மீது உயர்வு காரண மாகத் தானகவே காற்றுத் தொகுதி மேலெழுப்பப்படுவதால் விளைவதாகும். இவ்வாறு வெப்பச் சலனத்தின் காரணமாக உறுதி யில்லா நிலையிலுள்ள காற்றானது மேலெழுப்பப் படும்போது, வெளிப்பகுதிகளின் உள்ளுறை வெப்பம் அதிக அளவில் வெளி விடப்படுகிறது. ஆகவே, இத்தகைய நில உயர்வுக்கான இடி மின்னற்புயல்கள், குன்றுகளும், மலைகளும் நிறைந்த பிராந்தியங் களில் தோன்றுகின்றன. இது தலத்திற்குரிய இடிமின்னற் புயல் களைப் போன்றிருந்தாலும், தீவிரத்தில் அவற்றைவிட மிகுந்திருப்ப தோடு, பெரிய பரப்புகளின்மீது ஏற்படுகின்றன.

மூன்றும் உபபிரிவைச்சேர்ந்த கிடைப்பரவலுக்குரிய இடி மின்னற்புயல்கள், கீழ்மட்டங்களில் வெப்பமான காற்றின் கிடைப் பரவலினலோ மேல்மட்டங்களில் குளிர்ந்த காற்றுத் தொகுதி வெப்பக்காற்றின்மீது இயங்குவதாலோ தோன்றுகின்றன. வெப்பக் காற்று அல்லது குளிர்ந்த காற்றின் கிடைப்பரவலால் வெப்பக் குறைவு வீதம் அதிகரித்து வெப்பச் சலனம் ஏற்படும். இராக் காலங்களில் தோன்றும் இடிமின்னற்புயல்கள், சில குறிப்பிட்ட உயரங்களில் ஏற்படும் வெப்பமான காற்றின் கிடைப் பரவலின் விளைவாகும்.

வளிமுகத்திற்குரிய இடிமின்னற் புயல்கள்

வளிமுகம் கடந்து செல்லும்போது முற்றிலும் வேறுபட்ட இரு வளிப்பகுதிகள் ஒன்றையொன்று தாக்குதலால் தோன்றுவது வளி முகத்திற்குரிய இடி மின்னற் புயல்களாகும். இவை குளிர்ந்த வளி முகங்களுக்குரிய பண்புகளைக் கொண்டவை. மேலும் வளிமுகத் திற்கு முன்னும் பின்னும் புயல்களும் மேற்சொன்ன பண்புகளைக் கொண்டவை. குளிர்ந்த வளிமுகங்களுக்குரிய புயல்கள். நன்கு பெருக்கமடைந்த "V"—உருவைக்கொண்ட கோடைச் சூருவளி களில் காற்று பெயர்ச்சியடையும் தளங்களின் ஓரமாகக் காணப் படுகின்றன. குளிர்ந்த வளிமுகமானது முற்றிலும் வேறுபட்ட தன்மைகளையுடைய இரு காற்றேட்டங்கள் ஒன்றையொன்று சந்திக்குமிடமாதலால், இங்குக் காற்றானது தீவிரமாகத் தலைகீழாகத் திருப்பப்படுவதால் வெப்பக் காற்றானது பலவந்தமாக மேலே

கொண்டு வரப்படுகிறது. இதன் விளைவாகக் குழப்பமேற்பட்டு, புயல்கள் உருவாகின்ற குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்குரிய புயல்கள், வளிமுகத்தின் ஓரமாகவே பல நூறு மைல் தொலைவிற்கு இயங்குவதால், இதைக் கொந்தளிப்பு வரிசை (Squall line) என்றழைப்பதுண்டு. இப்புயல்கள் வளிமுக மண்டலத்துடன் இயங்குவதால், இவற்றின் தோற்றத்தை ஓரளவுக்குத் திட்டமாக முன்னறிவிக்க இயலும். பொதுவாக வெப்பத்திற்குரிய இடிமின்னற் புயல்களைக் காட்டிலும், குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்குரிய புயல்கள் அதிகத் தீவிரமாயுள்ளன. ஒரு தினத்தில் குறிப்பிட்ட நேரத்திற்கே உரியது அன்று எனினும், இவை வெப்பமிகுந்த நேரத்தில் அதிகமாக ஏற்படுகின்றன. இதைத் தொடர்ந்து காற்றுப் பெயர்ச்சியேற்படுகிறது. அயன மண்டலத்திலிருந்து துருவப் பிராந்தியத்திற்குக் காற்று இடப்பெயர்ச்சியடையும்போது வெப்பநிலையில் வீழ்ச்சி ஏற்படுகிறது. தலத்திற்குரிய வெப்பப் புயலானது. அதன் தோற்றத்திற்கு முன் நிலவிய, ஈரமிகுந்த வெப்பமான வானிலையிலிருந்து தாற்காலிகமாக விடுதலையளிக்கிறது.

வளிமுகத்திற்கு முன்பாகத் தோன்றும் இடிமின்னற் புயல்கள் குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்கு முன்பாக வெகு தூரத்தில் தோன்றுகின்றன. இப்புயல்கள் மண்டல அமைப்புடன் குளிர்ந்த வளிமுக மண்டலத்திற்கு இணையாகக் காணப்படுகின்றன. இவ்வகையைச் சேர்ந்த புயல்கள் பெரும்பாலும், பிற்பகலின் இறுதியிலோ, மாலை நேரத்தின் துவக்கத்திலோ தோன்றுகின்றபோதிலும், பகல் இரவு ஆகிய எல்லா நேரங்களிலும் ஏற்படக் கூடியவை. குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்குரிய இடிமின்னற் புயல்களுக்கான இயல்புகளையும் அம்சங்களையும் கொண்டிருந்தபோதிலும், வளிமுகத்திற்கு முன் தோன்றும் இடிமின்னற் புயல்கள் குறைந்த விஸ்தீரணத்தை உடையவை.

வெப்ப வளிமுகத்திற்குரிய இடிமின்னற் புயல்கள் பொதுவாக அடிக்கடி காணப்படுவதில்லை. ஏனெனில் இவற்றுடன் கூடிய, நெடு இயக்கம் நன்கு குறிக்கப்படுவதில்லை. மேலும் காற்றுக் குவியம், குளிர்ந்த காற்றின் பக்க அசைவு ஆகிய நிகழ்ச்சிகள் தெளிவாகக் குறிக்கப்படுவதில்லை. இவ்வகையைச் சேர்ந்த இடிமின்னற்புயல்கள், இதரவகைகளைக் காட்டிலும் தீவிரம் குறைந்தவை. இவற்றின் தீவிரச் செயல், மேல் உயரங்களில் மேல்தளத்திற்குமேல், வளிமுகத்தின் ஓரமாக நடைபெறுகிறது. ஆகவே திரண் முகில்கள் நன்கு உருவாவதில்லை. இவை மேலுயரங்களுக்கு உரியனவாகும். வெப்ப வளிமுகத்திற்குரிய இடிமின்னற்புயல்கள் மேலுயரங்களில் தோன்றும் குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்குரிய இடிமின்னற் புயல்களைப் போன்றிருந்தாலும், இவை

குளிர்ந்த வளிமுகப் புயல்களைப்போல் அவ்வளவு தீவிரமிகுந்தவை யல்ல. இரு உள்ளடங்கிய வளிமுகங்களின் ஓரமாகவும், இடி மின்னற் புயல்கள் தோன்றக்கூடும். இவ்வாறு தோன்றும் புயல்கள் தத்தம் உற்பத்திக்கேற்ப வெப்ப வளிமுகத்திற்குரிய பண்புகளையோ குளிர்ந்த வளிமுகத்திற்குரிய பண்புகளையோ கொண்டுள்ளன. இதுபோலவே நிலையான அல்லது சற்றேறத்தாழ நிலையான தன்மையுள்ள வளிமுகங்களின் பயனாகத் தோன்றும் புயல்கள். குளிர்ந்த வளிமுகம் அல்லது வெப்ப வளிமுகம் ஆகிய ஏதாவது ஒன்றுக்குரிய பண்புகளையே கொள்கின்றன.

இடிமின்னற் புயல்களின் பரவல்

ஈரமிகுந்த அயனப்பகுதிகளிலேயே இடிமின்னற் புயல்கள் அடிக்கடி தோன்றுகின்றன. குவியும் காற்றுத் தொகுதி, அதிக வெப்ப நிலை, அதிக அளவு ஈரப்பதன் ஆகிய எல்லா அம்சங்களும் ஒருமித்துக் காணப்படும் இவ்வயனப் பிராந்தியங்களில், இடி மின்னற் புயல்கள் அடிக்கடி நிகழ்வது இயல்பாகும். உலக முழுவதையும் கருதும்போது, இம் மண்டலத்தில் அடிக்கடி இடிமின்னற் புயலின் தோற்றத்தில் முதன்மை இடம் பெறுவது மத்திய ஆப்பிரிக்காவாகும். இதையடுத்துத் தென் அமெரிக் காவில் ஆண்டிஸ் மலையின் கிழக்குப் பகுதி, மத்திய அமெரிக்கா, மெக்ஸிகோ பகுதி, வட அமெரிக்காவின் தென் பாகத்தில் இராக்கி மலைகளுக்குக் கிழக்கிலுள்ள பகுதி, மடகாஸ்கர் தீவு, தென் ஆசியாவிற்கும் ஆஸ்திரேலியாவின் வடக்கேயுள்ள கடலோரத்திற்கு மிடையேயுள்ள பகுதி ஆகிய இடங்கள், இடிமின்னற்புயல் தோற்றத்திற்கு ஏதுவாக உள்ளன. ஜாவா நாட்டில் புயல்கள் வருடத்தில் 200 நாட்களுக்கு மேல் ஏற்படுகின்றன. இங்கு வெப்பமான ஈரக்காற்றும், உயர் வான நில உருவமைப்பும், கனமழைப் பொழிவை விளைவிக்க ஏற்ற சாதனங்களாக அமைந்திருக்கின்றன. பூமத்தியரேகையிலிருந்து, துருவங்களை நோக்கிப் புயல்களின் நிகழ்வெண் பொதுவாகக் குறைந்து காணப்படுகிறது. ஆனால் இத்தகைய பொதுக் குறை விற்கு. உப அயன அதிக அழுத்த மண்டலங்கள் மட்டும் விலக் காகும். இப்பகுதிகளில் அயனப் பிராந்திய பாலைவனங்களிருப்ப தால், இங்கு சூருவளிகளின் நிகழ்வெண் குறைவாக இருத்தல் வேண்டும் என்று எதிர்பார்ப்பது இயல்பேயாயினும் உபஅயன மண்டலங்களில் எல்லாப் பகுதிகளுமே வறண்டவை அல்ல. ஆகையால், ஈரமிகுந்த பகுதிகளில், புயல்கள் அடிக்கடி தோன்று கின்றன.

அயனப் பிராந்தியங்களுக்கப்பால் அமெரிக்க ஐக்கிய நாடுகளின் தென் கிழக்குப் பகுதியில், ஆண்டில் 50 நாட்களுக்குப் புயல்களின் தோற்றம் காணப்படுகிறது. இங்கு கல்ஃப் வளைகுடாவிலிருந்து வீசும் ஈரமிகுந்த வெப்பக் காற்றானது புயல்களின் உருவாக்கத்திற்குச் சாதகமாயுள்ளது. வறண்ட வியாபாரக்காற்றியங்கும் பாலைவனங்களில், ஆண்டில் 5 நாட்களுக்கும் குறைவாகவே புயல்கள் உருவாகின்றன. இந்தியா போன்ற ஈரமிகுந்த அயனப் பிரதேசங்களில் புயல்களின் நிகழ்வெண் குறைவு. அதாவது ஆண்டில், 25 நாட்களுக்கே புயல்கள் தோன்றுகின்றன. வங்காளத்தில் ஏற்படும் நார்வெஸ்டர் காற்றுகளால் (Norwesters of Bengal) ஏற்படும் மழைப் பொழிவும், தெற்கிலேற்படும் மாம்பூ மழைப்பொழிவும், (Mango Showers) இடிப் புயல்களைச் சார்ந்த வகைகளேயாகும். துருவத்திற்கருகிலுள்ள, 60° அட்சரேகைகளில், இடிமின்னற் புயல்களின் தோற்றம் மிக அரிது. ஏனெனில் சூறாவளிகளின் உருவாக்கத்திற்கு இன்றியமையாத ஈரமிகுந்த வெப்பக்காற்றோட்டம் இத்துருவப் பகுதிகளில் காண்பதரிது. நடு அட்சரேகைப் பகுதிகளிலும், மேலட்சரேகைகளிலும், கோடைக் காலத்தில், உள்நாட்டுப் பகுதிகளிலும் நிலைமைகள் புயல்களின் தோற்றத்திற்குச் சாதகமாயுள்ளன.

நிலப்பகுதிகளிலும், கடற்பரப்புகளிலும், புயல்களின் நிகழ்வெண் வேறுபடுகிறது. எடுத்துக்காட்டாக, பூமத்திய மண்டலத்திலமைந்துள்ள நிலப்பகுதிகளில் தோன்றும் புயல்களின் எண்ணிக்கை, அதே அட்சரேகைப் பகுதிகளிலமைந்துள்ள கடற்பரப்புகளிலேற்படும் புயல்களைப் போல் மும்மடங்காகும். இதற்குக் காரணம், பகற்காலங்களில் நிலப்பரப்புகளில், காற்றின் உறுதியில்லாத் தன்மை எளிதில் உருவாவதேயாகும். ஆனால் பாலைவனப் பகுதிகளில் அன்றாட வெப்பநிலையில் அதிகவேறுபாடு காணப்பட்டபோதிலும் காற்று வறட்சி மிக்கதாயிருப்பதால், இங்குப் புயல்கள் அதிக அளவில் உருவாவதில்லை. உப-அயன அட்சப் பிராந்தியங்களில், மேற்குக் கடலோரங்களில், குளிர்ந்த நீர் தேக்கப்படுவதால், இங்குப் புயல்களின் தோற்றம் அரிதான நிகழ்ச்சியாகும். இங்குக் காற்றுத் தொகுதிகள் குளிர்விக்கப்படுவதால், உறுதித்தன்மையுடையவையாகும். ஆகவே இப்பகுதிகளில் மூடுபனி சாதாரணமாக நிகழும் ஒரு சம்பவமாகும். வெப்ப மண்டலம் மற்றும் காற்றோட்ட மண்டலங்களின் பெயர்ச்சியோடு, இடிமின்னற் புயல்களில் அதிகபட்ச, குறைந்தபட்ச நிகழ்வெண்களுக்கான மண்டலங்களும் இடம்பெயர்கின்றன.

அதிகபட்ச நிகழ்வெண்ணைக் கொண்ட, பூமத்தியப் பிராந்தியத்தில், வருடத்தில் 200 நாட்களுக்கும் அதிகமாகப் புயல்கள் தோன்றுகின்றன. இவற்றில் பெரும்பான்மையானவை தலத்திற்குரிய, வெப்பத்தினுல் தூண்டப்பட்ட புயல்களேயாகும். குறைவான நிகழ்வெண்ணுள்ள, மேல் அட்சப் பிராந்தியங்களிலும், குளிர்ந்த பகுதிகளிலும், புயல்களின் தோற்றம் குளிர்காலங்களில் ஏற்படுவதோடு, அமுக்கக்குறைவின் பயனுகவும் விளைகிறது.

கலைச்சொற்கள் அகராதி

(ஆங்கிலம்—தமிழ்)

A

Absolute humidity — சார்பற்ற ஈரப்பதம்
Absolute temperature — முழு வெப்பநிலை
Acceleration — முடுக்கு விசை
Air - aloft — உயர்நிலை வளி
Air - currents — காற்றோட்டங்கள்
Air - masses — வளிப் பகுதிகள்
Air - tcmperature — காற்றின் வெப்ப நிலை
Alto - stratus — உயர்படை மேகங்கள் (முகில்கள்)
Amplitude — அலைவீச்சு
Anabatic wind — அனபாட்டிக் காற்றோட்டம் அல்லது மேல் நோக்கிய பள்ளத்தாக்குக் காற்று.
Anemometer — காற்று மானி
Aneroid barometer — அனிராய்டு பாரமானி
Angular momentum — கோண வேகத்திணிவு
Anti cyclones — எதிர்ச் சூருவளி
Anti trade — எதிர் வியாபாரக் காற்று
Arctic - front — வடதுருவ வளிமுகம்
Arctic circle, Antarctic eircle — துருவ வட்டங்கள்
Astrophic balance — அஸ்ட்ராஃபிக் சமநிலை
Atmosphere — வளி மண்டலம்

B

Bad conductors of heat — அரிதில் கடத்திகள்
Barograph — பாரரேகை

Barometer — பாரமானி
Barometric slope — பாரமானிச்சரிவு
Beaufort Scale — பீஃபோர்ட் அளவுத் திட்டம்
Bio - climatology — தாவர தட்ப வெப்ப நிலை

C

Calms — அமைதிகள்
Carbon-di-oxide — கரியமில வாயு
Cell — அறை
Cellular — அறையறை யமைப்பு
Cells of low pressure — குறைந்த அழுத்த அறைகள்
Centre of gravity — புவி ஈர்ப்புத் தானம்
Centrifugal force — மையம் விலகு விசை
Chemical elements — இரசாயன மூலப் பொருள்கள்
Cirrus cloud — கீற்று மேகம் (முகில்)
Climate — கால நிலை
Climatology — கால நிலை இயல்
Col — கணவாய் போன்ற பிரதேசம்
Cold front — குளிர்ந்த வளிமுகம்
Condensation — திரவமாதல்
Conditional instability — நிபந்தனைக்குட்பட்ட உறுதியின்மை
Conductivity — கடத்தும் தன்மை
Conservation — அழிவின்மை
Continental location — உள்நாட்டு இருப்பிடம்
Convection — வெப்பச் சலனம்
Coriolis force — விலகு விசை
Crystallisation — படிகமாதல்
Cyclone — சூருவளி
Cyclogenesis — சூருவளிகளின் உற்பத்தி

D

Daily cycle — கால பரி விருத்தி
Deflective force — விலகு விசை
Deformation — உருக்கெடுதல்
Density — அடர்த்தி
Depression — குறைந்த அழுத்தப் பள்ளம்
Diffusion — பரவல்
Diurnal monsoon — தினசரிப் பருவக் காற்று
Divergence — விரிந்து படர்தல்

Doldrums	—	அமைதி மண்டலம்
Down valley breeze	—	கீழ்நோக்கிய பள்ளத்தாக்குக் காற்று.
Dynamic inversions	—	சலன வெப்பக் கிரம மாறுகை

E

Easterlies	—	கீழ்க்காற்று
Elastic force	—	மீட்சி விசை
Electro magnetic waves	—	மின் காந்த அலைகள்
Element	—	மூலம் (பூதக்கூறு)
Elliptical	—	சிறிது நீண்ட வட்டம்
Equatorial regions	—	பூமத்திய ரேகைப் பகுதிகள்
Equatorial trough of low pressure	—	பூமத்திய ரேகைக் குறைந்த அழுத்தப் பள்ளம்.
Equatorial westerlies	—	பூமத்திய ரேகை மேற்காற்று
Equinoxes	—	சம ராப்பகல் நாட்கள்
Evaporation	—	ஆவியாதல்
Evapo - transpiration	—	நீராவி ஆவிப்போக்கு
Estuary	—	கழிமுகப் பிரதேசம்
Extra tropical cyclone	—	புற அயனச்சூறுவளி (அல்லது) மிதவெப்ப மண்டலச் சூறுவளி

F

Fall line wind	—	கீழ்நோக்கிவரும் காற்று
Fog	—	மூடுபனி
Fortin's Barometer	—	ஃபார்டின் பாரமானி
Frequency	—	அதிர்வெண், நிகழ்வெண். அலைவெண்.
Front	—	வளிமுகம்
Fronto genesis	—	வளிமுகத் தோற்றம்
Frontolysis	—	வளி முக அழிவு
Frost	—	உறை பனி

G

Gale	—	கடும் காற்று
Geographic factors	—	தரை நூல் தொடர்பான மூலாதாரங்கள்.
Geographic north	—	பூகோள வடதிசை
Geostrophic wind	—	புவிச் சுழற்சியால் திசைமாறிய காற்று.

Gradient wind	— அமுக்தச் சரிவுக் காற்று
Gravity winds	— புவிஈர்ப்புக் காற்று
Gulf stream	— கல்ஃப் நீரோட்டம்

H

Hair hygrometer	— உரோம ஈரமானி
Heat equator	— உச்ச வெப்ப நிலைக் கோடு (அக்னி வளையம்)
Helium	— பரிதியம்
Horizontal divergence	— கிடையாகப் படர்தல்
Horizontal Isobaric gradient	— கிடைச் சம அமுத்த நிலைச் சரிவு.
Horse latitude	— குதிரை அட்சப் பிரதேசம்
Humidity	— ஈரப்பதம்
Hurricane	— பெரும் புயல்
Hydrological cycle	— நீர் மாற்றச் சுழற்சி
Hydrometer	— நீர் அடர்த்தி மானி

I

Inorganic	— அனங்ககப் பொருள்கள்
Insolation	— வெயிற் காய்வு
Inter planetary space	— கோள்களுக்கிடையேயுள்ள வெட்டவெளி
Inter tropical belt	— இடையயன மண்டலம்
Inter tropical front	— இடையயன வளி முகம்
Inversion of temperature	— வெப்பக்கிரம மாறுகை
Ionosphere	— அயனி மண்டலம்
Isanomals	— சம வெப்ப நெறி வழுவுக் கோடுகள்
Isobars	— சம அமுத்தக்கோடுகள்

J

Jet stream	— வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டம்

K

Kinetic Energy	— இயக்க ஆற்றல்
Kinetic temperature	— இயக்க வெப்ப நிலை
Krypton	— மறையம்

L

Land breeze	— நிலக் காற்று
Latent heat	— உள்ளுறை வெப்பம்

Latent heat of Condensation — திரவமாதலின் உள்ளுறை வெப்பம்.
Latent heat of Vaporisation — ஆவியாதலின் உள்ளுறை வெப்பம்
Leeward side — காற்றுப்போக்குப் பக்கம்
Living tissue — உயிரணுத் தொகுதி
Local winds — தலக் காற்றுகள்
Loess dust — காற்றிடு குறுமண்.

M

Magnetic North — காந்த வடக்குத் திசை
Maritime tropical air — அயனக் கடல் காற்று
Meridonial circulation — நெடுஞ் சுழற்சி
Meteorology — வானிலை இயல் (வளி இயல்)
Microscopic bacteria — நுண்ணுயிர்கள்
Mixing ratio — கலப்பு விகிதம்
Moisture — ஈரம்
Molecule — அணுக்கட்டு
Momentum — திணிவு வேகம்
Monsoon — பருவக் காற்று
Mountain waves — மலை அலைகள்

N

Nautical mile — நாட்டிகல் மைல்
Negative Electric charge — எதிர் மின்னேற்றம்
Neon — புதியம்
Neutral equilibrium — நடுநிலைச் சமநிலை
Neve's system of measurement — நீவ்ஸ் அளவு முறை
Nimbostratus — கார்படை முகில்
N. I. T. C=North Inter tropical convergence — வடஇடை அயனக்காற்று குவிதல்
Nuclei — உட்கருக்கள்

O

Occluded front — உள்ளடங்கிய வளிமுகம்
Ocean currents — சமுத்திர நீரோட்டங்கள்
Oceanography — சமுத்திர இயல்
Orbit — கதிரவனைச் சுற்றிவரும் பாதை
Organic — அங்ககப் பொருள்கள்
Orographic rainfall — நில உயர்வுக்கான மழைப் பொழிவு.

Oscillation	—	அலைவு
Oxygen	—	உயிர்க் காற்று
Ozone	—	முக்கட்டுத் தீயதை

P

Parcel of air	—	காற்றுக் கற்றை
Perpendicular	—	நிலைக்குத்து
Phenomena	—	உற்பன்னங்கள்
Physical properties	—	பௌதிகப் பண்புகள்
Plane of ellipses	—	நீள்வளையங்களின் தளம்
Planetary winds	—	கோள் காற்றுகள்
Polar continental source	—	துருவக் கண்ட உற்பத்தி இடம்
Polar easterlies	—	துருவக் கீழ்காற்று
Polar front	—	துருவ வளிமுகம்
Polar maritime source	—	துருவக் கடல் உற்பத்தி இடம்
Positive Electric charge	—	நேர் மின்னேற்றம்
Potential energy	—	நிலைச் சக்தி
Potential evaporation	—	இயன்றத் தக்க நீராவியாதல்
Precipitation	—	மழைப் பொழிவு
Pressure belt	—	அழுத்த மண்டலம்
Pressure gradient	—	அழுத்த நிலைச்சரிவு
Prevailing wind	—	நடப்புக் காற்று
Primary wave	—	பிரதம அலை
Psychrometer	—	சைக்ரோமானி

R

Radiant energy	—	ஒளிதரும் சக்தி
Radiation	—	கதிர் வீசல்
Radiant rays	—	ஒளிக் கதிர்கள்
Radiator	—	கதிர் வீசி
Radius of curvature	—	வளைவு ஆரம்
Range	—	வியாப்தி
Refraction	—	ஒளி விலகல்
Refractive indices	—	விலகல் எண்கள்
Relative humidity	—	ஈரப்பத விகிதம்
Relief features	—	நில உருவ அமைப்புகள்
Ridge	—	முகடு

S

Saturation	—	பூரிப்பு
Saturation temperature	—	பூரித வெப்ப நிலை

Saturation vapour pressure — பூரித நிலை நீராவி அமுக்கம்
Secondary circulation — உபவளிச் சுழற்சி
Sirocco wind — சிராக்கோ காற்று
Specific humidity — ஒப்பு ஈரப்பதம்
Squally winds — சூறைக் காற்றுகள்
Stable equilibrium — உறுதிச் சமநிலை
Static inversion — நிலைத்த வெப்பக் கிரமமாறுகை
Stationary front — நிலையான வளிமுகம்
Storm — புயற் காற்று
Strait — ஜல சந்தி
Stratus cloud — படை முகில்
Strato cumulus — படைத்திரண் முகில்
Sublimation — பதங்கமாதல்
Sub tropical — உப அயன மண்டலம்
Summer solstice — அயனச் சந்தி
Synoptic chart — ஒன்றுகப் புலனுகும் ப ர் (புலப்பாட்டுப் படம்)

T

Temperature — வெப்பம்
Temperature curve — வெப்ப நிலை வளைவு கோடு
Tertiary Circulation — மூன்றுவது சுழற்சி
Terrestrial energy — புவிச் சக்தி
Terrestrial heat balance — பூமியின் வெப்பச் சமநிலை
Thunder Storm — இடி மின்னற் புயல்
Topography — நில உருவமைப்பு
Tornadoes — சுழல் காற்றுகள்
Trade wind — வியாபாரக் காற்று (தடக் காற்று)
Tricellular circulation — மூன்று அறைச் சுழற்சி
Tropics — அயன மண்டலம்
Tropical continental Source — அயன கண்ட உற்பத்தி இடம்
Tropical maritime Source — அயன மண்டலக் கடல் உற்பத்தி இடம்
Troposphere — வளிமண்டலத்தின் அடிப்பகுதி
Trough — நீண்ட அமுக்கப் பள்ளம்

U

Ultra violet — ஊதா நிற மேற்கதிர்
Upvalley winds — மேல் நோக்கிய பள்ளத்தாக்குக் காற்று

V

Valley breeze	—	பள்ளத்தாக்குக் காற்று

W

Warm front	—	வெப்பமான வளிமுகம்
Water Spout	—	நீர்த்தம்பம் (நீர்ச்சுழற்காற்று)
Water vapour	—	நீராவி
Weather	—	வானிலை
Weather elements	—	வானிலை பூதக் கூறுகள் (மூலங்கள்)
Weather forecasting	—	வானிலை முன்னறிக்கை
Wedge	—	கடாவு
Westerlies	—	மேற்காற்றுகள்
W. P. P. F.=West Pacific polar front	—	மேற்குப்பசிபிக் துருவ வளிமுகம்
Whirl wind	—	சூறைக் காற்று
Wind vane	—	காற்றுத்திசை காட்டி
Windward	—	காற்று வரவுப் பக்கம்
Winter solstice	—	குளிர்கால அயன சந்தி

Z

Zonal Circulation	—	மண்டலச் சுழற்சி

கலைச்சொற்கள் அகராதி

(தமிழ்—ஆங்கிலம்)

அ

அலைவு — Oscillation
அலைவீச்சு — Amplitude
அனிராய்டு பாரமானி — Aneroid barometer
அஸ்ட்ராபிக் சமநிலை — Astrophic Balance
அமைதி — Calms
அறை — Cell
அறையறை அமைப்பு — Cellular
அழிவின்மை — Conservation
அடர்த்தி — Density
அமைதி மண்டலம் — Doldrums
அலைவெண் — Frequency
அழுத்தச் சரிவுக் காற்று — Gradient wind
அனங்ககப் பொருள்கள் — Inorganic
அயனி மண்டலம் — Ionosphere
அயனக் கடல் காற்று — Maritime tropical air
அணுக்கட்டு — Molecule
அங்ககப் பொருள்கள் — Organic
அழுத்த மண்டலம் — Pressure belt
அயன சந்தி — Summer Solstice
அயன மண்டலம் — Tropics
அயன கண்ட உற்பத்தி இடம் — Tropical Continental Source
அயன மண்டலக்கடல் உற்பத்தி இடம் — Tropical maritime Source
அரிதில் கடத்திகள் — Bad conductors of heat

ஆ

ஆவியாதல் — Evaporation
ஆவியாதலின் உள்ளுறை வெப்பம் — Latent heat of vaporisation
ஆண்டு கதி — Revolution

இ

இடையயன மண்டலம் — Inter tropical belt
இடையயன வளி முகம் — Inter tropical front
இயக்க ஆற்றல் — Kinetic energy
இயக்க வெப்ப நிலை -- Kinetic temperature
இடி மின்னற் புயல் — Thunderstorms
இட விவரம் — Topography
இடை அயனக் குவியும் பகுதி — Zone of inter tropical convergence
இயன்றத்தக்க நீராவியாதல் — Potential Evaporation
இரசாயன மூலப் பொருள்கள் — Chemical elements

ஈ

ஈரப்பதம் — Humidity
ஈரப்பத விகிதம் — Relative Humidity

உ

உயர் நிலை வளி — Air aloft
உயர்படை மேகங்கள் (முகில்கள்) — Alto - Stratus
உள்நாட்டு இருப்பிடம் — Continental location
உருக்கெடுதல் — Deformation
உறை பனி — Frost
உரோம ஈரமானி — Hair hygrometer
உள்ளுறை வெப்பம் — Latent heat
உயிரணுத் தொகுதி — Living tissue
உட்கருக்கள் — Nuclei
உள்ளடங்கிய வளிமுகம் — Occluded front
உயிர்க்காற்று — Oxygen
உற்பன்னங்கள் — Phenomena
உபவளிச் சுழற்சி — Secondary circulation
உறுதிச் சமநிலை — Stable equilibrium
உப அயன மண்டலம் — Subtropical Zone
உச்ச வெப்பநிலைக் கோடு (அக்கினி வளையம்) — Thermal equator

ஊ

ஊசல் — Pendulam
ஊதா நிற மேற்கதிர் - Ultra violet rays

எ

எதிர்ச் சூருவளி — Anti cyclone
எதிர் மின்னேற்றம் — Negative Electric charge
எதிர் வியாபாரக் காற்று — Anti trade wind

ஒ

ஒளி விலக்கம் — Refraction
ஒப்பீரப்பதம் — Specific humidity
ஒளிரும் சக்தி — Radiant energy
ஒளிர்க்கதிர்கள் — Radiant Rays
ஒன்ருகப் புலனுகும் படம் (புலப் பாட்டுப் படம்) — Synoptic chart

ஃ

ஃபெர்ரலின் விலகு விதி — Ferrel's law of wind deflection
ஃபார்டின் பாரமானி — Fortin's barometer

க

கரியமிலவாயு — Carbon-di-oxide
கடத்தும் தன்மை — Conductivity
கழிமுகப் பிரதேசம் — Estuary
கடும் காற்று — Gale
கல்ஃப் நீரோட்டம் — Gulf Stream
கலப்பு விகிதம் — Mixing ratio
கதிரவனைச் சுற்றிவரும் பாதை — Orbit
கதிர் வீசல் — Radiation
கதிர்வீசி — Radiator
கடாவு — Wedge
கணவாய் போன்ற பிரதேசம் — Col

கா

காற்ருேட்டங்கள் — Air currents
காற்றின் வெப்பநிலை — Air temperature
காற்றுமானி — Anemometer
கால நிலை — Climate
கால நிலை இயல் — Climatology
காலப் பரி விருத்தி — Daily cycle
காற்றுப் போக்குப் பக்கம் — Leeward side
காற்றிடு குறுமண் — Loess dust

காந்த வடக்குத் திசை — Magnetic north
கார்படை முகில் — Nimbo stratus
காற்றுக் கற்றை — Parcel of air
காற்றுத் திசை காட்டி — Wind vane
காற்று வரவுப் பக்கம் — Wind ward

கி

கிடையாகப் படருதல் — Horizontal divergence
கிடைச்சம அழுத்த நிலைச் சரிவு — Horizontal isobaric gradient
கிடை அழுத்தநிலைச் சரிவு — Horizontal pressure gradient

கீ

கீற்றுமேகம் — Cirrus cloud
கீழ்நோக்கிய பள்ளத்தாக்குக் காற்று — Down valley wind
கீழ்க்காற்று — Easterlies
கீழ்நோக்கி வரும் காற்று — Fall line wind

கு

குளிர்கால அயன சந்தி — Winter solstice
குளிர் பருவக்காற்று — Winter Monsoon
குறைந்த அழுத்தப் பள்ளம் — Depression
குறைந்த அழுத்த அறைகள் — Cell of low pressure
குளிர்ந்த வளிமுகம் — Cold front
குதிரை அட்சரேகைப்பிரதேசம் — Horse latitude
குளிர்கால அயன சந்தி — Winter solstice
குவியும் பிரதேசம் — Zone of convergence

கொ

கொந்தளிப்பு — Turbulance

கோ

கோள்களுக்கிடையேயுள்ள வெட்டவெளி — Inter planetary space
கோள் காற்றுகள் — Planetary winds
கோணவேகத் திணிவு — Angular momentnm

ச

சலன வெப்பக் கிரம மாறுகை — Dynanic inversion
சமராப் பகல் நாட்கள் — Equinoxes

சமவெப்ப நெறி வழுவுக் கோடுகள் — Isanomals
சம அழுத்தக் கோடுகள் — Isobars
சலசந்தி — Strait
சமுத்திர நீரோட்டம் — Ocean currents
சமுத்திர இயல் — Oceanography

சா

சார்பற்ற ஈரப்பதம் — Absolute humidity

சி

சிறிது நீண்ட வட்டம் — Elliptical
சிராக்கோ காற்று — Sirocco wind

சு

சுழல் காற்றுகள் — Tornadoes

சூ

சூறாவளி — Cyclone
சூறாவளிகளின் உற்பத்தி — Cyclogenesis
சூறைக்காற்று — Squally wind, whirl-wind

சை

சைக்ரோமானி — Psychrometer

த

தரைநூல் தொடர்பான மூலாதாரங்கள் — Geographical factors
தலக்காற்றுகள் — Local winds

தா

தாவர தட்ப் வெப்பநிலை — Bio climatology

தி

திரவமாதலின் உள்ளுறை வெப்பம் — Latent heat of Condensation
திரவமாதல் — Condensation
தினசரிப் பருவக்காற்று — Diurnal Monsoon
திணிவு வேகம் — Momentum

துு

துருவக்கண்ட உற்பத்தி இடம்	—	Polar continental source
துருவக் கீழ்க் காற்று	—	Polar easterlies
துருவ வளி முகம்	—	Polar front
துருவக்கடல் உற்பத்தியிடம்	—	Polar maritime source

ந

நடுநிலைச் சமநிலை	—	Neutral equilibrium
நடப்புக் காற்று	—	Prevailing wind
நடு அட்சரேகையின் மேற்காற்று	—	Westerlies in Middle latitudes
நாட்டிகல் மைல்	—	Nautical mile

நி

நிலைச் சக்தி	—	Potential energy
நில உயர்வுக்கான மழைப் பொழிவு	—	Orographic rainfall
நிலஉருவ அமைப்புகள்	—	Topography, Relief features
நிபந்தனைக்குட்பட்ட உறுதி யின்மை	—	Conditional instability
நிலக்காற்று	—	Land breeze
நிலைத்த காற்றலைகள்	—	Stationary waves
நிலையான வளிமுகம்	—	Stationary front
நிலைத்த வெப்பக் கிரமமாறுகை	—	Static inversion

நீ

நீராவி ஆவிப்போக்கு	—	Evapo-transpiration
நீர்மாற்றச் சுழற்சி	—	Hydrological cycle
நீர் அடர்த்திமானி	—	Hydrometer
நீர்த்தம்பம்	—	Water Spout
நீண்ட அழுத்தப் பள்ளம்	—	Trough
நீராவி	—	Water vapour
நீவ்ஸ் அளவு முறை	—	Neve's system of measurement
நீள்வளையங்களின் தளம்	—	Plane of ellipses
நுண்ணுயிர்கள்	—	Microscopic bacteria
நெடுஞ்சுழற்சி	—	Meridional circulation

நே

நேர்க்குத்து	—	Prependicular
நேர் மின்னேற்றம்	—	Positive Electric charge

ப

பள்ளத்தாக்குக் காற்று — Valley breeze
படிகமாதல் — Crystallisation
பரவல் — Diffusion
பருவக் காற்று — Monsoon
பரிதியம் — Helium
படைமுகில் — Stratus cloud
படைத்திரண் முகில் — Strato cumulus
பதங்கமாதல் — Sublimation

பா

பாரரேகை — Barograph
பாரமானி — Barometer
பாரமானிச் சரிவு — Barometric slope
பாய்ச்சல் — Thrusts
பாய் பொருள் — Turbulent fluid

பி

பிரதம அலை — Primary wave
பீஃபோர்ட் அளவுத் திட்டம் — Beaufort scale

பு

புதியம் — Neon
புவியீர்ப்புத்தானம் — Centre of gravity
புவிச்சுழற்சியால் திசை மாறிய காற்று — Geostrophic wind
புவியீர்ப்புக் காற்று — Gravity winds
புயற் காற்று — Storm
புவிச் சக்தி — Terrestrial energy

பூ

பூதக் கூறுகள் — Elements
பூமியின் வெப்பச் சமநிலை — Terrestrial heat balance
பூரித நிலை நீராவி அமுத்தம் — Saturation vapour pressure
பூரித வெப்பநிலை — Saturation temperature
பூமத்தியரேகைப் பகுதிகள் — Equatorial regions
பூமத்தியரேகைக் குறைந்த அமுக்கப்பள்ளம் — Equatorial trough of low pressure
பூமத்திய ரேகை மேற்காற்று — Equatorial westerlies

பூகோள வடதிசை	—	Geographic North
பூமத்திய மண்டலக்காற்று	—	Winds of the equatorial bel

பெ

பெரும்புயல்	—	Hurricane

பை

பைபாலட் விதி	—	Buys Ballot's law

பௌ

பௌதிகப் பண்புகள்	—	Physical properties

ம

மறையம்	—	Krypton
மலைக்காற்று	—	Mountain breeze
மலை அலைகள்	—	Mountain waves
மண்டலச் சுழற்சி	—	Zonal circulation
மழைப்பொழிவு	—	Precipitation

மி

மின்காந்த அலைகள்	—	Electro magnetic waves

மீ

மீட்சி விசை	—	Elastic force

மு

முகடு	—	Ridge
முக்கட்டுத் தீயதை	—	Ozone
முழு வெப்பநிலை	—	Absolute temperature
முடுக்கு விசை	—	Acceleration

மூ

மூன்று அறைச் சுழற்சி	—	Tricellular circulatlon
மூலம்	—	Elements
மூடுபனி	—	Fog
மூன்ருவது சுழற்சி	—	Tertiary Circulation

மே

மேல் நோக்கிய காற்று இயக்கம்	—	Anabatic winds
மேல் நோக்கிய பள்ளத்தாக்குக் காற்று	—	Up valley winds
மேற்குப்பசிபிக் துருவ வளிமுகம்	—	West pacific polar front

மை

மையம் விலகு விசை — Centrifugal force

வ

வளிப்பகுதிகள் — Air masses
வட இடை அயனக் காற்று குவிதல் — North Intertropical convergence
வளைவு ஆரம் — Radius of curvature
வடதுருவ வளிமுகம் — Arctic front
வளிமண்டலம் — Atmosphere
புற அயனச் சூருவளி — Extra tropical cyclone
மித வெப்ப மண்டல சூருவளி — Temperate cyclone
வளிமுகம் — Front
வளிமுகத் தோற்றம் — Fronto genesis
வளிமுக அழிதல் — Frontolysis

வா

வானிலை இயல் (வளி இயல்) — Meteorology
வானிலை — Weather
வானிலை பூதக் கூறுகள் (மூலங்கள்) — Weather elements
வானிலை முன்னறிக்கை — Weather forecasting

வி

விலகு விசை — Coriolis force
விலகு விசை — Deflective force
விரிந்து படர்தல் — Divergence
வியாப்தி — Range
விலகல் எண்கள் — Refractive indices
வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டம் — Jet stream
வியாபாரக் காற்று (தடக் காற்று)— Trade winds

வெ

வெயிற் காய்வு — Insolation
வெப்பக் கிரமமாறுகை — Inversion of temperature
வெப்பம் — Temperature
வெப்பமான வளிமுகம் — Warm front
வெப்பச் சலனம் — Convection

இந்நூல் எழுத உறுதுணையாக இருந்த ஆங்கில நூல்களின் பட்டியல்

Abercromby R.	Weather
Beckinsale	Land, Air and Ocean
Berry F. A. Bollay E. Beers N. R.	Hand Book of Meteorology
Blair T. A.	Weather Elements
Blandford H. F.	Climates of India, Ceylon and Burma
Brunt D.	Meteorology
Byers	General Meteorology
Chatterjee S. B.	Indian Climatology (Climo-statics)
Conrad	Fundamentals of Physical Climatology
Geddes A. E. M.	Meteorology
Gillmer T. C. & Nietsch H. E.	Clouds, Weather & Flight
Grant H. D.	Cloud and Weather Atlas
Hare E. K.	Restless Atmosphere
Haurwitz and Austin	Climatology
Kendrew W. G.	Climatology
Koeppe and De Long	Weather and Climate
Krick and Fleming	Sun, Sea and Sky
Petterssen S.	Introduction to Meteorology
Shaw N.	The Drama of Weather
Tannehill I. R.	Hurricanes
Taylor	Meteorology
Thomas F. Melone	Compendium of Meteorology 1951
Trewartha G. T.	Introduction to climate

சென்னைப் பல்கலைக் கழக வினாக்கள்

1. நடப்புக் காற்றுக்கும், பருவக் காற்றுக்கும் உள்ள வேறுபாடுகளை உதாரணங்களுடன் விளக்குக.

(பி. ஏ. மார்ச், 1961).

2. காலநிலையைக் கட்டுப்படுத்துவதில் உயரம், நில உருவத் தோற்றம் ஆகியவற்றின் பங்கினை விவரிக்க.

(பி. ஏ. மார்ச், 1961)

3. வானிலை நிகழ்வுகளின் தொடர்பில் புவி மற்றும் வளி மண்டலத்தின் வெப்ப வரவுப் போக்கின் இன்றியமையாமை குறித்து விரிவாக விளக்கு.

(பி. எஸ்சி. (ஆனர்சு) மார்ச், 1961).

4. வளிமண்டலத்தின் வெப்பக் கட்டமைப்பை விவரித்து, உலகின் வெவ்வேறு இடங்களில் ட்ரோபோஸ்ஃபியரும், ஸ்ட்ரேடோஸ்ஃபியரும் எவ்வணம் தத்தம் தொடர்பு இருப்புத் தன்மையில் வேறுபடுகின்றன என்பதை எடுத்துக் காட்டுக. (பி. எஸ்சி. ஏப்ரல் 1961).

5. முகில் வகைகளின் சர்வதேச அடிப்படைப் பகுப்பினைப் பொழிவு படுத்தி, எந்த அளவிற்கு அவை உருவ அல்லது வரிசைப்பாட்டின் மாற்றங்களுக்கு உள்ளாகின்றன என்பதை எடுத்துக்காட்டுக.

(பி. எஸ்சி. ஏப்ரல், 1961).

6. புவிப் பரப்பின் அழுத்தம் மற்றும் காற்றுத் தொகுதிகளின் பரவலில் கதிரவனின் தோற்றப் பெயர்ச்சியின் விளைவுகளை விரிவாய் விளக்குக.

(பி. ஏ. மார்ச். 1961)

7. தலக் காற்றுகள் என்பன யாவை? அவற்றுள் மிகச் சிறப்பானவற்றின் தன்மைகளை விவரித்து விளக்குக.

(பி. ஏ. செப்டம்பர், 1960)

8. கிரம மாறுகையைச் சிறப்பாய்க் குறிப்பிட்டு, வளிமண்டலத்து வெப்பத்தின் செங்குத்துப் பரவலை விவரித்துக் காரணங்களோடு விளக்கு.

(பி. ஏ. செப்டம்பர், 1960).

9. கீழ்க்கண்டவற்றுள் ஏதேனும் மூன்றைக் குறித்து சிறு விளக்கக் குறிப்புகள் எழுதுக :-

உயர்முகில்கள்; ஃபான்காற்று; காற்று அளவீடு; கானல் நீர்; வளிமண்டலத்தின் ''பசுமை இல்ல'' விளைவு.

(பி. எஸ்சி. செப்டம்பர், 1960).

10. கீழ்க்கண்டவற்றுள் ஏதேனும் மூன்றைப் பற்றிய விளக்கக் குறிப்புகள் அளிக்க:—

வளிமுகப் பரப்புகள், வீறிட்டுப் பாயும் காற்றோட்டங்கள்; செயற்கை மழைப் பொழிவு; நீராவி ஆவிப் போக்கு; டோர்னடோக்கள்.

(பி. எஸ். சி. செப்டம்பர், 1959)

11. முகில்கள் எவ்வாறு உண்டாகின்றன? முகில் வகைகளின் சர்வதேச வகையீட்டைப் பொதுவாக விவரிக்க.

(பி. ஏ. மார்ச், '59).

12. ஜூலை மாதத்திய புவியினது வெப்பப் பரவலைக் குறித்து சுருக்கமான விவரம் தருக.

(பி.ஏ. செப்டம்பர்,'59).

13. பனி, மூடுபனி, கல்மாரி மற்றும் மழை ஆகியவற்றின் தோற்றத்துடன் தொடர்பு கொண்ட நிகழ்வுகளை விளக்குக.

(பி.ஏ. செப்டம்பர்,'59).

14. வியாபாரக் காற்றுகள் மற்றும் மேற்காற்றுகள் ஆகியவற்றினின்றும் எவ்விதங்களில் பருவக்காற்றுகள் வேறுபடுகின்றன ?

(பி.ஏ. செப்டம்பர்,'59).

15. பனியின் உருவாக்கம் குறித்து விரிவாக விளக்குக. மூடுபனியினின்றும் பனி எவ்வாறு வேறுபடுத்தப்படுகின்றது?

(பி.ஏ. மார்ச்,'58).

16. சூறாவளி மழை, வெப்பச்சலன மழை. நில உயர் விளை மழை இவற்றோடு தொடர்பு பூண்ட நிகழ்முறைகளுக்கு இடையேயுள்ள வேறுபாடுகளை வெளிப்படுத்துக.

(பி.ஏ. மார்ச்,'58).

17. உலகக் காற்றுத் தொகுதியினை விவரித்து, மாறுபடும் காற்று மண்டலங்கள் மற்றும் மாறுபடும் அமைதி மண்டலங்கள் உள்ளமையின் காரணங்களைத் தருக.

(பி ஏ. மார்ச்,'58).

18. நீர்ப்பொழிவு நிகழ்ச்சியை விரிவாக்க விளக்கி, மழைப் பொழி வின் தலையாய வகைகளுக்கு உதாரணங்கள் தருக.
(பி.ஏ. செப்டம்பர், '58.)

19. வளிமண்டலத்துச் செங்குத்து வெப்பப் பரவலை விரித் துரைத்துக் காரணமும் காட்டுக.
(பி.ஏ. ஆனர்சு '58).

20. மலையின் தூண்டுதல்கள் கன மழையைப் பொழியச் செய் விப்பன என்பதைத் தர்க்கிக்க.
(பி.எஸ்சி. மார்ச் '57).

21. இவற்றைப்பற்றி சில குறிப்புகள் எழுதுக :—

கிரம மாறுகை மூடுபனியும் கிடைப்பரவல் மூடுபனியும்; டோர்னடோக்களும் நீர்த்தம்பங்களும்; வானிலை முன்னறி விப்பு.
(பி.எஸ்சி, மார்ச், '57).

22. வளியின் நீராவியுடன் தொடர்புபடுத்தி, திரவமாதல் நிகழ் வையும், மழைப் பொழிவின் நிகழ்வையும் விரிவாக விவரிக்க.
(பி.எஸ்சி. (ஆனர்சு) '57).

23 வளிமண்டலத்தின் உறுதிச் சமநிலை மற்றும் உறுதியில்லாச் சமநிலை குறித்து நீவிர் அறிவது யாது? முழுமையாய் விளக்கவும்.
(பி.ஏ. மார்ச், '57).

24. முகில் வகைகளும் மற்றும் அவற்றின் குணங்கள் பற்றியும் விவரிப்பு விளக்கம் தருக.
(பி.ஏ. மார்ச், '57).

25. ''முகில் உருவாக்கத்தில், வளிமண்டலத்தின் பௌதிக நிகழ் முறைகள் தெளிவாகக் காணப்படுகின்றன.'' முதன்மை யான முகில் வகைகளின் தோற்றத்தோடு தொடர்புள்ளதாய் இதனை விரித்து விவரித்துரைக்க.
(பி.ஏ. ஆனர்சு, '57).

26. சம அழுத்தக் கோடுகள் பொதுவாய் மேற்கொள்ளுகின்ற முதன்மையான வடிவங்களை விவரிக்க.
(பி.ஏ. மார்ச், '56).

27. சமவெப்பக் கோடுகள் என்பன யாவை? அவற்றின் பயன்களை யும், இயற்கைக் குறைபாடுகளையும் விவரிக்க.
(பி.ஏ. மார்ச், '56)

28. கண்டம் மற்றும் கடல் பரவலினால் வெப்பப் பரவல் எவ்வணம் பெரிதும் பாதிக்கப்படுகிறது என்பதை விளக்குக.
(பி.ஏ. செப்டம்பர், '56.)

29. வளியின் வெப்பத்திற்கும், அதில் பொதிந்த நீராவியின் அளவிற்கும் உள்ள தொடர்பு என்ன? இத்தொடர்பில் நிலஉரு விளைமழை, வெப்பச் சலன மழை மற்றும் சூருவளி மழை ஆகியவற்றின் தோற்றம் குறித்து விளக்குக.
(பி.ஏ. செப்டம்பர், '56).

30. கீழ்க்கண்ட ஏதேனும் மூன்றின் மீது சிறு குறிப்புகள் வரைக:-
முகில்களது சர்வதேசப் பெயர்ப்புனைவு, அடியபாடிக் சரிவு வீதம்; டோர்னடோக்கள்; வெப்பக் கிரம மாறுகை.
(பி.எஸ்சி. செப்டம்பர், 1955).

31. புவிப்பரப்பின்மீது வளி அழுத்தம் ஏன் வேறுபடுகிறது? வளி அழுத்தத்துக்கும், மழைப்பொழிவுக்குமுள்ள தொடர்பினை விளக்குக.
(பி.ஏ. மார்ச், 1956).

32. புவிப்பரப்பின் வெப்பக்கிடைப் பரவலை விவரிக்க.
(பி.ஏ. மார்ச், 1955).

33. நடப்புக் காற்றுகளின் தோற்றம் குறித்து விரிவாக விளக்குக. கால நிலையின் மீது அவற்றின் பொது விளைவு என்ன?
(பி.ஏ. செப்டம்பர், 1955)

34. மழைப் பொழிவுக்குக் காரணங்களை விளக்குக. இக்காரணங்களில் எவ்வொன்று செயற்கை மழை உண்டுபண்ணப் பயன் படுத்தப்பட்டுள்ளது?
(பி.ஏ. செப்டம்பர், 1955).

35. காலநிலையின் மூலக்கூறுகளாயும், காலநிலையின் கட்டுப்பாடுகளாயும், அழுத்தம், காற்று ஆகியவைகளின் இன்றியமையாமையை விவரிக்க.
(பி.ஏ. ஆனர்சு 1955).

36. புவிப்பரப்பில் வெயிற்காய்வின் பரவலை விரிவாக விவரித்து, இப்பரவலில் கரியமிலவாயு, முகில்கள் மற்றும் வளிமண்டலம் ஆகியவற்றினால் உண்டாகும் விளைவுகளை நன்கு குறிப்பிடு.
(பி.எஸ்சி. மார்ச், 1955).

37. வளிமண்டலத்திலுள்ள நீராவியின் பரவல் குறித்தும்; அதன் பங்கு குறித்தும் விவரிக்க.

(பி.எஸ்சி. ஆனர்சு, 1955)

38. கீழ்க்கண்டவை குறித்துக் குறிப்புகள் எழுதுக:—

இஸ்டரியாவின் ஃபான்; வட அமெரிக்காவின் சினூக்; வங்காளத்தின் நார்வெஸ்டர்கள்.

(பி.ஏ. மார்ச், 1954).

39. ஒவ்வொரு கோளார்த்தத்திலும், பூமத்தியரேகையிலிருந்து துருவம் வரையுள்ள சிறப்பான மழை மண்டலங்கள் யாவை? அவைகளின் சிறப்பான தன்மைகளை விளக்கி, நில, நீர்ப்பரவலினால் மழையின் அட்சரேகைப் பரவலைக் காட்டும் எளிய படம் எவ்வாறு திருத்தம் பெறுகிறது என்பதைக் காட்டுக.

(பி.ஏ. ஆனர்சு, மார்ச், 1954)

40. புவிமீதான மழைப்பொழிவின் பரவலை நுணுகி ஆராய்ந்து முக்கிய மழைப்பொழிவுப் பிரதேசங்களை நிறுவுக.

(பி.எஸ்சி. மார்ச், 1954).

41. கீழ்க்கண்டவைகளுள் மூன்றைத் தேர்ந்தெடுத்துச் சிறு குறிப்புகள் வரைக :—

மேல் உயரங்களில் வெப்பப் பரவல்; புவியின் வெப்பச் சமநிலை; மங்கிய விண்கதிர் வீசல்; இடிமின்னற் புயல்கள்.

(பி.எஸ்சி. மார்ச், 1954).

42. கடலின் மீது எத்தகைய நிலைமைகளில் மூடுபனி உண்டாகிறது? அதன் உருவாக்கம் பூமத்தியக் கடல்களில் அரிதாவது ஏன்?

(பி.ஏ. செப்டம்பர், 53).

43. கிடைக்கப்பெறும் மற்றும் வெளிப்போகும் கதிர்வீச்சின் புவியகத்து மற்றும் பருவத்துப் பரவலினைக் குறித்து விரிவுரை தருக. மற்றும் வடகோளார்த்தத்தின் தாழ், உயர் அட்சரேகைகளில் அவற்றின் ஒப்புமை சார்ந்த இன்றியமையாமைக்குக் காரணம் காட்டுக

(பி.எஸ்சி. செப்டம்பர், '53)

44. தரப்பட்டவற்றுள் மூன்றைத் தேர்ந்தெடுத்துச் சில குறிப்புகள் அளிக்க:—

கேட்டபேட்டிக் காற்றுகள்; துருவப் பகுதிகளின் மற்றும் கனடாவின் பிளிஸ்சர்டு எனும் பனிப் புயல்கள்; இஸ்டிரியாவின் ஃபான்; வடசீனாவின் தூசிப் புயல்கள்.

(பி.ஏ. செப்டம்பர், '52).

45. கீழ்க்கண்டவற்றை விளக்குக:-

பொதுவாகச் செல்லுமிடத்து "வெப்பம் பூமத்தியரேகையி னின்றும், துருவங்களை நோக்கிச் செல்லச்செல்ல குறைகிறது. குளிர்ப் பருவத்தில் கண்டப் பகுதிகளைக் காட்டிலும் கடற் பகுதிகள் வெப்பமாயும், கோடையில் குளிர்ந்தும் காணப்படு கின்றன.

(பி.ஏ. மார்ச், 1951).

46. சூறாவளி, எதிர்ச் சூறாவளிகளின் கட்டப்புடன் தொடர்பு கொண்ட காற்றுகளின் பண்புகளை ஆராய்க.

(பி.ஏ. ஏப்ரல், 1960).

47. அயனச் சூறாவளிகளுடன் தொடர்பு பூண்ட மானிலையை விவரித்துக் காரணம் காட்டுக.

(பி.ஏ. மார்ச், '60).

48. அயனச் சூறாவளி, புற அயனச் சூறாவளிகளின் தெள்ளிய பண்புகள் யாவை?

(பி.ஏ. செப்டம்பர் '56).

49. அயனச் சூறாவளிகள் குறித்து விளக்கி, அவற்றின் தோற்றத் தையும், கடப்பையும் விவரிக்க.

(பி.ஏ. செப்டம்பர், '53).

50. வளிப் பகுதிகளின் பண்புகளை ஆய்ந்து, வளிமண்டலச் சுழற்சியில் அவற்றின் பங்கை விளக்குக.

(பி. ஏ. ஆனர்சு, '58).

51. வளிப்பகுதிகளை எவ்வணம் கண்டுணரலாம் என்பதை விளக்கி, வானிலைப் படிப்பினையில் வளிப்பகுதிகளின் ஆராய்ச்சி முக்கியமானது என்பதைக் காட்டுக.

(பி. எஸ்சி. ஏப்ரல், '61).

52. சூறாவளிகளின் தோற்றத்தை விவரித்து அவற்றின் பல பகுதிகளில் காணும் வெப்ப வேறுபாடுகளைக் காரணங்களுடன் விளக்குக.

(பி. எஸ்சி. ஏப்ரல், '60).

53. குளிர் வளிமுகம் எவ்வாறு உருவாகிறது என்பதை விவரித்து, அதனுடன் தொடர்பு கொண்ட வானிலைப் பண்புகளை (முகில் வகைகளைக் குறித்தும்) விளக்குக.

(பி.எஸ்சி. மார்ச், '55).

54. வளிப்பகுதிகளை எவ்வாறு வகைப்படுத்தலாம் என்பதைச் சுட்டிக்காட்டி, ஒவ்வொரு வளிப்பகுதியின் பண்புகளையும் சுருக்கிக் கூறுக.

(பி.எஸ்சி. ஆனர்சு 57').

55. மிதவெப்ப மண்டலச் சூறுவளிகளின் தோற்றத்தையும், வளர்ச்சியையும் விவரித்து, அச்சூறுவளிகளைக் குறித்த அண்மைக் கோட்பாடுகளின் போதும் போதாத் தன்மையை ஆராய்க.

(பி.ஏ. ஆனர்சு, '61).

56. இடி மின்னற் புயல்கள் எவ்வாறு உண்டாகின்றன ? புவியின் பால் அவற்றின் பரவலைக் குறித்து எழுது.

(பி.எஸ்சி. மார்ச், '61)

57. புவியத்து இருப்புத் தன்மை மற்றும் அசைவின்படி வளிமுகங்களின் ஒரு வகையீட்டைச் சுட்டிக்காட்டி, ஒவ்வொரு வகையினதன் முக்கியப் பண்புகளைக் குறிப்பிடுக.

(பி.எஸ்சி. ஆனர்சு, '58).

58. குளிர்காலத்தில் ஆசியாவில் நிலவும் வளிப்பகுதிகளின் பண்புகளைக் குறித்து சுருக்கமான கட்டுரை வரைக.

(பி. எஸ்சி. ஆனர்சு, '57).

59. அயனச் சூறுவளிகளின் தோற்ற வரலாற்றைத் தொடர்ந்து, புவியத்து மற்றும் பருவத்துப் பரவலினை விளக்குக.

(பி.ஏ. ஆனர்சு, '60).

60. கீழ்வரும் இரண்டினைக் குறித்துத் திறனாய்வுக் குறிப்புகள் வரைக.

வெப்பத்தின் வெப்பம் புகா மாறுகைகள்: வெப்பநிலைப் பயனுறுதிறன்; வெப்பநெறி வழுவு.

(பி.எஸ்சி. ஏப்ரல் 1960).

தமிழ்நாட்டுப் பாடநூல் நிறுவனம்

சென்னை

1971 ஜூலைவரை வெளியிட்டுள்ள நூல்கள்

பொருளாதாரம்

			ரூ.	பை.
*1.	பொருளாதாரம்—I	சி. வேலாயுதம்	6	50
*1-A	,, II	,,	9	00
*2	சோவியத் பொருளாதார வளர்ச்சி	டாக்டர் எம். ஜே. கே. தவராஜ்	4	25
*3	அமெரிக்கப் பொருளாதாரம்	,,	4	50
*4.	பொருளாதாரச் சிந்தனை வரலாறு	சோணாசலம்	7	00
*5.	பன்னாட்டு வாணிபம்	மு. ஆரோக்கியசாமி	6	00
6.	புதுமைப் பொருளாதாரக் கூறுகள்	திருமதி ஆர். தாமரஜாட்சி	12	00
7.	பொருளாதாரம்—ஓர் அறிமுகம்—I	தி. சி. மோகன்	12	00
8.	,, II	எச். ஏ. அபூர்வசாமி, பி. வி. ஸ்ரீநிவாசன்	10	75
9.	பொருளாதாரக் கோட்பாடு வளர்ந்த வரலாறு	க. முத்தையன்	7	00
*10.	பணவியலும் பாங்கியலும்—I	சி. வேலாயுதம்	6	75
*11.	,, II	,,	11	50
12.	நவீன பாங்கு இயல்	க. வெற்றிவேல்	5	00
*13.	இந்தியச் செலாவணியும் பாங்கு முறையும்	பி. வி. ஸ்ரீநிவாசன்	5	50
*14.	அரசாங்க நிதி இயல்	அர. சேஷாசலம்	4	75

*மூலநூல் (Original Book)

பொருளாதாரம்—(தொடர்ச்சி)

			ரூ.	பை
15.	இந்தியப் பொருளியல்—I	எம். பாலசுப்பிரமணியன்	10	00
16.	,, II	எம். லூர்துநாதன்	4	25
17.	நமது பொருளாதாரப் பிரச்சினை—I	சி. சுந்தரராஜன்	10	75
18.	,, II	எஸ். குழந்தைநாதன்	10	50
19.	இங்கிலாந்தின் பொருளாதார வரலாறு—I	கீ. சீ. இராமசாமி	6	00
20.	,, II	,,	6	00
21.	அமெரிக்காவின் நவீன பொருளாதார வளர்ச்சி	தி. சி. மோகன்	5	00
22.	அமெரிக்கப் பொருளாதார வரலாறு—I	மு. க. சுப்பிரமணியம்	11	00
23.	,, II	பி. வி. சீனிவாசன்	6	00
24.	,, III	,,	6	50
25.	அரசாங்க நிதியியலின் பொருளாதாரம்—I	மா. குமாரசாமி	10	00
26.	,, II	அர. சேஷாசலம்	9	50
27.	இந்தியாவின் பொருளாதார வளர்ச்சி—I	தே. வேலப்பன்	10	00
28.	,, II	ஜி. சிதம்பரம்	8	00
29.	பணம்—சிறு விளக்கம்	கோ. இராதாகிருஷ்ணன்	10	00
*30.	வணிக இயலின் தத்துவங்கள்	கு. ஆளுடைய பிள்ளை	9	50
31.	பத்தொன்பதாம் நூற்றாண்டில் கிரேட் பிரிட்டனில் தொழில்-வாணிகப் புரட்சி	சு. ரா. கருப்பண்ணன்	11	00
32.	பென்ஹாம் பொருளாதாரம்—I	ஏ. குழந்தை	11	00
33.	,, II	எஸ். குழந்தைநாதன்	7	00
*34.	வரவு செலவுத் திட்டம்	ஆர். ரங்காச்சாரி	6	00

35.	பன்னாட்டுப் பொருளாதாரம்—I	ஏ. குழந்தை	7	50
36.	,, II	கே. எஸ். இராமசாமி	9	00
37.	பொருளாதார ஆய்வு நூல்—I	கோ. இராதாகிருஷ்ணன்	7	75
38.	,, II	,,	7	00
39.	வளர்ச்சியுறாத நாடுகளின் அரசாங்க நிதியியல்	க. வெற்றிவேல்	4	25
40.	வளர்ச்சி குறைந்த நாடுகளின் முதலாக்கம் பற்றிய சிக்கல்கள்	மா. குமாரசாமி	5	50
41.	1939 முதல் இந்தியாவில் பணவீக்க விலைப் போக்குகள்	சி. சுந்தரராஜன்	7	50
42.	பொருளாதார வளர்ச்சிபற்றிய கட்டுரைகள்	எம். கே. சுப்பிரமணியம்	7	75
43	இந்தியப் பொருளாதார வரலாறு (1857-1956)—I	ம. திருநாவுக்கரசு	7	00
44.	பொருளாதாரம்—ஓர் அறிமுகம்	பு. வி. சீனிவாசன்	6	25

வரலாறு

iii

*45.	பிரிட்டன் வரலாறு—I	கி. ர. அனுமந்தன்	4	50
*46.	,, II	,,	3	50
*47.	,, III	,,	7	25
*48.	ஐரோப்பிய வரலாறு—I (கி.பி. 395—1500)	டி. வி. சொக்கப்பா	3	75
*49	,, II (கி.பி. 1500 முதல்)	என். ஜே. இராஜகோபால்	5	50
50.	ஐரோப்பா—கடந்த ஐந்து நூற்றாண்டுகாலச் சரித்திரம்	வை. விருத்தகிரீசன்	15	00
51.	இங்கிலாந்து வரலாறு—I	இரா. அண்ணாமலை	13	00
52.	,, II	பா. மாணிக்கவேலு	13	00
53.	,, III	என். ஜே. ராஜகோபால்	8	00

*மூல நூல் (Original Book)

வரலாறு—(தொடர்ச்சி)

			ரூ.	பை
54.	இங்கிலாந்து வரலாறு—IV	என். ஜே. இராஜகோபால்	8	00
55.	இங்கிலாந்தின் வரலாறு—I	க. த. திருநாவுக்கரசு	15	00
56.	,, II	எம். எக்ஸ். மிராண்டா	3	00
57.	,, III	,,	5	00
58.	இந்தியாவின் சிறப்பு வரலாறு—I	தி. வெ. குப்புசாமி	5	00
59.	,, II	ஏ. உஸ்மான் ஷெரீப்	6	00
60.	,, III	அ. பாண்டுரங்கன்	7	25
61.	கிரேக்க நாட்டு வரலாறு—I	சைமன் ஐ. எஸ். பாக்கியநாதன்	7	50
62.	,, II	,,	7	00
63.	,, III	பி. இராமாநுஜம் தேவதாஸ்	7	75
64.	ஆக்ஸ்ஃபோர்டின் இந்திய வரலாறு - I	தி. வெ. குப்புசாமி	8	25
65.	,, II	ஏ. உஸ்மான் ஷெரீப்	7	50
66.	,, III	க. த. திருநாவுக்கரசு	10	50
67.	முகலாயப் பேரரசு I	ஏ. உஸ்மான் ஷெரீப், எம். எக்ஸ். மிராண்டா	7	50
68.	,, II	எம். எக்ஸ். மிராண்டா, பா. மாணிக்கவேலு	7	75
69.	ஆங்கில அரசியலமைப்பின் வரலாறு—I	வை. விருத்தகிரீசன்	7	50
70.	,, II	வை. விருத்தகிரீசன், இரா. அண்ணாமலை	6	75
71.	,, III	இரா. அண்ணாமலை, பா. மாணிக்கவேலு	6	50
72.	,, IV	பா. மாணிக்கவேலு	7	00

73.	ஆங்கிலேயரின் சமுதாய வரலாறு—I	சி. ஈ. இராமச்சந்திரன்	6	50
74.	,, II	சி. ஈ. இராமச்சந்திரன், இர. ஆலாலசுந்தரம்	6	75
75.	,, III	ஆர். ஆலாலசுந்தரம்	6	50
76.	இந்தியாவில் முகலாயரின் ஆட்சி—I	பா. மாணிக்கவேலு	5	00
77.	,, II	ஏ. உஸ்மான் ஷெரீப்	6	00

அரசியல்

78.	அரசியல் அமைப்புகள்	ஜே. இராமச்சந்திரன்	4	62
79.	அரசாங்கத்தின் வரலாறு	மோ. கிளாரன்சு, டி. டி. பெலிக்ஸ்	7	50
*80.	இந்திய அரசியலமைப்பு	வீ. கண்ணையா	4	75
81.	அரசியலுக்கு ஓர் அறிமுகம்	டி. செல்லப்பா	8	50
82.	தற்கால அரசியல் அமைப்புகள்	மோ. வள்ளுவன் கிளாரன்சு	8	50
83.	பன்னாட்டு அரசியல்—I	திருமதி நூர்ஜஹான் பாவா	16	00
84.	,, II	,,	13	25
85.	பொதுத்துறை ஆட்சி இயல்—I	வீ. கண்ணையா	9	00
86.	,, II	அ. ஜெகதீசன்	7	25
87.	பொதுத்துறை ஆட்சியியலுக்கு ஓர் அறிமுகம்—I	வீ. கண்ணையா	7	50
88.	,, II	டி. செல்லப்பா	7	50
89.	இந்திய அரசியலமைப்புத் திட்டம்	தி. வெ. குப்புசாமி, எஸ். சுப்பிரமணியன்	9	25
90.	இந்திய ஆட்சி அமைப்புமுறை வளர்ச்சி—I	வீ. கண்ணையா	6	25
91.	,, II	வீ. கண்ணையா, கி. ர. அனுமந்தன்	5	75

*மூலநூல் (Original Book)

அரசியல்—(தொடர்ச்சி)

				ரூ.	பை
92.	இந்திய ஆட்சி அமைப்புமுறை வளர்ச்சி—III ...	கி. ர. அனுமந்தன்	...	7	25
*93.	மக்கள் ஆட்சி ...	க. சந்தானம்	...	4	25
94.	1919 முதல் சர்வதேச உறவுகளும் உலக அரசியலும்—I...	என். ஜே. ராஜகோபால்	...	7	75
95.	சமூக, அரசியல் கொள்கையின் அடிப்படைகள் ...	மோ. வள்ளுவன் கிளாரன்சு	...	7	00
96.	அரசியலமைப்புச் சட்ட ஆய்வுக்கு ஓர் அறிமுகம்—I...	பா. சூரியநாராயணன்	...	5	75
97.	,, II...	பா. சூரியநாராயணன், கி. ர. அனுமந்தன்	...	6	00
98.	,, III...	கி. ர. அனுமந்தன்	...	5	75

உளவியல்

99.	குழந்தை உளவியல்—I ...	கி. ர. அப்புள்ளாச்சாரி	...	8	00
100.	,, II ...	,,	...	7	00
101.	உட்கவர் மனம் ...	சி. ந. வைத்தீஸ்வரன்	...	7	00
102.	இளையோர் உள்வியல்—I ...	தி. இரா. அரங்கராசன்	...	12	00
103.	,, II ...	,,	...	9	00
104.	சமூக உளவியல் ...	என். வேதமணி மானுவேல்	...	9	25
105.	பிறழ்நிலை உளவியல் ...	அ. பெசன்ட் கிரீப்பர்ராஜ்	...	11	00
106.	பித்தரின் உள்ளம் ...	,,	...	3	00
*107.	குமர உள்ளம் ...	டாக்டர் மு. அறம்	...	6	25
*108.	உள நலவியல் ...	டாக்டர் தா. ஏ. சண்முகம்	...	6	00

தத்துவம்

109.	இந்து சமயத் தத்துவம்	... ஞா. ராஜாபகதூர்	... 5	50
*110.	அறிவு ஆராய்ச்சி இயல்	... ஆர். ராமானுஜாச்சாரி	... 3	50
*111.	மேலைநாட்டுத் தத்துவம்	... ஆர். எஸ். தேசிகன்	... 3	50
112.	அத்துவித தத்துவம்	... கோ மோ காந்தி	... 6	50
113.	ஆங்கிலேயப் பயன்வழிக் கொள்கையினர்	... மோ வள்ளுவன் கிளாரன்ஸ்	... 5	50
114.	இந்தியத் தத்துவம்—I	... வ. அ. தேவசேனபதி, பா. நா. சண்முகசுந்தரம்	... 3	50
115.	,, —II	... ,,	... 6	00
116.	மெய்ப்பொருளியல்—ஓர் அறிமுகம்—I	... சி. இராமலிங்கம்	... 6	00

அறவியல்

117.	அறவியல்—ஓர் அறிமுகம்	... கோ. மோ. காந்தி	... 8	50

அளவையியல்

118.	அளவையியல்—தொடக்க நூல்	... கி. ர. அப்புள்ளாச்சாரி	... 2	50

மானிடவியல்

*119.	மானிடவியல்	... ம. சு. கோபாலகிருஷ்ணன்	... 4	75
120.	பண்பாட்டுக் கோலங்கள்	... கி. பூ. சுப்பிரமணியம்	... 5	50
121.	இந்தியாவில் குடியானவர் வாழ்க்கை	... எஸ். இலட்சுமி	... 3	50

சமூகவியல்

122.	சமூகவியலின் அடிப்படைக் கோட்பாடுகள்	... ஜே. நாராயணன்	... 10	50

*மூலநூல் (Original Book)

புவியியல்

*123.	ஆசியா—I	கோ. சேஷ. நரசிம்மன்	9	50
*124.	,, II	,,	8	75
*125.	ஐரோப்பாக் கண்டத்தின் புவியியல்	ஏ. எஸ். நாராயணன்	8	50
*126.	தென்கிழக்கு ஆசியா	ஜி. கிருஷ்ணமூர்த்தி	8	50
*127.	வட அமெரிக்கா	குமாரி இரா. அலமேலு	6	50
*128	தென் அமெரிக்கா	எம். என். பத்மநாபன்	9	00
*129.	தென் கண்டங்கள்—ஆஸ்திரேலியா	திருமதி எச். நியூமன்	3	00
*130.	,, —ஆஃப்ரிக்கா	எஸ். முத்துக்கிருஷ்ணக் கரையாளர்	3	25
*131.	புவிப்புறவியல்—II	நா. அனந்தபத்மநாபன்	6	00
*132.	செய்முறைப் புவியியல்	சு. ஜெயச்சந்திரன்	5	50
*133.	மக்கட்பரப்பியல்	வி. எஸ். அனந்தபத்மநாபன்	4	75
*134.	சமுத்திரவியல்	கோ. இராமசாமி	6	50
135.	காலநிலை இயல்—I	கொ. சேஷ. நரசிம்மன்	10	00
136.	,, II	,,	5	00
*137.	காலநிலை இயல்—I	திருமதி இராதா	10	00
*138.	,, II	,,	8	00
139.	வளியியலுக்கு ஓர் அறிமுகம்	கோ. இராமசாமி	11	00
*140.	புவி அமைப்பு இயல்	சி. விஸ்வநாதன்	4	75
141.	பௌதிகப் புவியியலும் புவியமைப்பியலும்	கோ. இராமசாமி	6	00
142.	சிஷோமின் வாணிகப் புவியியல்—I	எஸ். மாணிக்கம்	9	50
143.	,, II	எம். கார்த்திகேயன்	12	00
144.	,, III	சி. எஸ். நரசிம்மன்	5	75

புள்ளியியல்

*145.	புள்ளியியல் — அறிமுகம்	சு. வைத்தியநாதன்	10	75
146	புள்ளியியல் முறைகள் — I	கோ. சண்முகசுந்தரம்	10	00
147.	,, II	இராஜகோபாலன்	14	00
148.	நம்மைச் சுற்றியுள்ள பேரண்டம்	தி. வி. லட்சுமிநரசிம்மன்	6	50

உயர் கணிதம்

*149.	ஆயத்தொலை வடிவகணிதம்	டி. கே. மாணிக்கவாசகம் பிள்ளை	4	25
*150.	வகை நுண்கணிதம்	,,	3	00
*151.	தொகை நுண்கணிதம்	தி. கோவிந்தராசன்	3	25

விலங்கியல்

*152.	விலங்கியல்	பெ. மா. அண்ணாமலை, இரா. முருகேசன்	12	00

பௌதிகவியல்

153.	ஒளி நூல்	ச. சம்பத்து	10	00

விஞ்ஞானம்

*154.	வானவெளி வெற்றி	டாக்டர் எம். ஏ. தங்கராஜ்	6	00
*155.	ரேடியோ	டாக்டர் பி. திருஞானசம்பந்தம்	4	75
*156.	எக்ஸ்-கதிர்கள்	பெ. நா. அப்புசாமி, ஜே. பி. மாணிக்கம்	4	50
*157.	பாம்புகள்	பெ. மா. அண்ணாமலை	3	50
*158.	தாவரம்—வாழ்வும் வரலாறும்	டாக்டர் கு. சீனிவாசன்	8	00
*159.	கரும்பு	கு. பெரியசாமி	4	00
*160.	தாவரங்களின் வாழ்வியல்	எஸ். சுந்தரம்	6	50

*மூலநூல் (Original Book)

			ரூ.	பை
மருத்துவம்				
*161.	நீரிழிவு—க்ஷயரோகம்	டாக்டர் ஜி வேங்கடசாமி, டாக்டர் ஏ. கதிரேசன்	2	50
162.	மகப்பேறும் மாதர்நோயும்	டாக்டர் (குமாரி) மணிமேகலை	8	25
*163.	பாக்டீரியா	சு. சுந்தரம்	2	50
164.	புற்றுநோய்	அ. கதிரேசன்	3	50
165.	உடலியங்கியல்—I	டாக்டர்கள் ஜி. வேங்கடசாமி, டி. சரோஜினி, எஸ். கே. துரைராஜ், ஆர். சேது	6	75
166.	,, II	,,	5	50
167.	என்புருக்கி நோய்	டாக்டர் அ. கதிரேசன்	7	25
பொறியியல்				
168.	நீங்களே உங்கள் வீட்டைக் கட்டலாம்	கே. வி. கிருஷ்ணராஜ், சி. ஆர். சுப்பிரமணியம், ஆர். இராமசாமி, கே. வேணுகோபால்	8	50
கூட்டுறவு				
169.	உலகக் கூட்டுறவு இயக்கம்	அ. வேல்மணி	5	50
சட்டம்				
*170.	குற்றவியல் சட்டம்	எம். சண்முகசுப்பிரமணியம்	10	00
பொது நூல்கள்				
171.	மகாத்மா காந்தி	சரஸ்வதி தங்கையயன்	3	25
172.	விவசாயப் புரட்சி	வி. கார்த்திகேயன்	8	00
173.	சேமக் கை-நூல்	ஆ. சுப்பிரமணியம்	2	50
*174	முற்காலச் சோழர் கலையும் சிற்பமும்	எஸ். ஆர். பாலசுப்பிரமணியம்	9	00

*175.	உணவும் ஊட்டமும்	தி. வேங்கடகிருஷ்ணய்யங்கார்	4	50
*176.	பள்ளி நிர்வாக அமைப்பு—அடிப்படைக் கருத்துகள்	எஸ். சந்தானம், எஸ். ஏ. துரைசிங்	6	25

புகுமுக (P.U.C.) வகுப்புகளுக்குரியவை

*177.	உலக வரலாறு	டி. ஆர். இராமச்சந்திரன்	4	00
*178.	பொருளாதாரம்	ஜி. சிதம்பரம்	2	75
*179.	வணிகவியலுக்கு ஓர் அறிமுகம்—I	கு. ஆளுடையபிள்ளை	2	50
*180	,, II	,,	2	25
*181	பௌதிகம்	டாக்டர் பி. திருஞானசம்பந்தம், ஆர். நாகராஜன்	7	50
*182.	புகுமுக பௌதிகம்	டாக்டர் எம். ஏ. தங்கராஜ்	6	00
*183.	பௌதிகம்—ஓர் அறிமுகம்	எஸ். சம்பத்	7	00
*184.	புகுமுக வகுப்புக் கணிதம்—I	கே. ராஜகோபாலன்	7	00
*185.	,, II	,,	3	00
*186.	புகுமுக வகுப்புக் கணித நூல்—I	டி. கோவிந்தராஜன், முத்துசாமி	7	00
*187.	,, II	,,	4	50
*188.	கணிதம்—ஓர் அறிமுகம்—I	ஆர். மகாதேவன்	4	75
*189.	,, II	,,	3	25
*190.	வேதியியல்	பி. டி. முனியப்பா, ஆர். முத்துலட்சுமி	7	00
*191.	புகுமுக வேதியியல்	சி. ஏ. பத்மநாபன்	5	50
*192.	விலங்கியல்	எஸ். ஆப்ரகாம்	4	00
*193.	புகுமுக விலங்கியல்	பெ. மா. அண்ணாமலை	7	25
*194.	புகுமுக வகுப்புத் தாவரவியல்	எஸ். சுந்தரம்	4	00

*மூல நூல் (Original Book)

பட்டப்படிப்பிற்குரிய (பி.எஸ்ஸி.) நூல்கள்

(அடக்கவிலைப் பதிப்புகள்-கழிவு இல்லை)

பௌதிகம் (Physics)

எண்	நூல்	ஆசிரியர்	ரூ.	பை
*195	எந்திரவியல் - சிறப்புப் பாடம் (Book I) ...	ஆர். நாகராசன் ...	6	25
•196.	,, II ...	,, ...	5	50
*197.	வெப்பவியல்—சிறப்புப் பாடம் ...	கே. நாச்சிமுத்து ...	5	25
*198.	செய்முறை பௌதிகம்—சிறப்புப் பாடம் (Book I)...	டி. கமலக்கண்ணன், ஆர். கிருட்டிணசாமி ...	4	50
*199.	,, II ...	,, ...	3	25
*200.	பௌதிகம்—துணைப்பாடம்-I (Book I) ...	பி. தங்கராஜன் ...	4	00
*201.	,, (Book II) ...	,, ...	3	00
*202.	செய்முறை பௌதிகம்—துணைப்பாடம் ...	கே. பாசுகரன், இரா. செயராம், ...	4	50
*203.	மின்னியல் காந்தவியல் (Book I) ...	டி. ஏ. கருப்பண்ணன் ...	4	75
*204.	,, II ...	,, ...	4	50
•205.	,, III ...	,, ...	4	25
*206.	ஒளியியல்—சிறப்புப் பாடம் ...	டாக்டர் வி. சண்முகசுந்தரம், டாக்டர் ஆர். சபேசன் ...	7	75
*207.	பௌதிகம்-துணைப்பாடம் (பகுதி 2) (முதல் புத்தகம்) ...	கா. வே. சுப்பிரமணியன் ...	6	00
•208.	பௌதிகம்-துணைப்பாடம் (பகுதி 2) (இரண்டாம் புத்தகம்) ...	,, ...	4	50
*209.	பொது பௌதிகம்-சிறப்புப் பாடம் ...	கே. பி. கந்தசாமி ...	4	50

*210.	இன்றைய பௌதிகம்—சிறப்புப் பாடம்	எம். ஏ. தங்கராஜ்	6	75
211.	ஒலி நூல்-சிறப்புப்பாடம்	டி. முருகையன்	5	00

வேதியியல்

212.	செய்முறை கனிம வேதியியல்-துணைப்பாடம்	டாக்டர் முத்துக்குமாரசுவாமி	2	00
*213.	செய்முறைக் கனிம வேதியியல்—சிறப்புப் பாடம்	டி. இராமலிங்கம்	2	25
*214.	பௌதிக வேதியியல்— சிறப்புப் பாடம் (Book I)	டி. சக்திவேலு	4	00
215.	,, II	,,	3	50
*216.	கனிம வேதியியல்—துணைப்பாடம்	சி. ஏ. பத்மநாபன்	6	50
*217.	கனிம வேதியியல்— சிறப்புப் பாடம் (Book I)	பி. டி. முனியப்பா	4	00
218.	,, II	,,	4	25
*219.	பொது பௌதிக வேதியியல்—துணைப்பாடம்	ஆர். துளசிதாஸ்	4	75
220.	அறிமுறை வேதியியல்—சிறப்புப் பாடம்—I	ஓ. ஆர். சூரியநாராயணன்	4	50
221.	,, II	,,	3	75
222.	செய்முறைக் கரிம வேதியியல்—சிறப்புப் பாடம்	என். ஆறுமுகம்	3	50
223.	அங்கக வேதியியல்-துணைப்பாடம்	பி எல் இராமசாமி	5	00
224.	அங்கக வேதியியல்-1	எம். ஆட்கொண்டான்	3	00
225.	கரிம வேதியியல்-பகுதி-1 (2-ம் புத்தகம்)	திரு. கண்ணபிரான்	4	75
226	,, (3-ம் புத்தகம்)	,,	3	25
227.	கரிம வேதியியல்-பகுதி-2 (1-ம் புத்தகம்)	,,	5	75
228.	,, (2-ம் புத்தகம்)	,,	6	00

*மூல நூல் (Original Book)

கணிதம் (Mathematics)

			ரூ.	பை
*229.	இயற்கணிதம்—சிறப்புப் பாடம் (Book I)	டி. கோவிந்தராஜன் கே. முத்துசாமி	4	25
*230.	,, II	,,	3	25
*231.	தொகுமுறை வரைகணிதம்—சிறப்புப் பாடம்	ஆர். மகாதேவன்	2	00
*232.	எண்சார் கணிதம்—சிறப்புப்பாடம்	எம். எம். இராமசாமி	5	50
*233.	திரிகோண கணிதம்—சிறப்புப்பாடம்	வி. அரங்கநாதன்	3	25
*234.	கணிதம்—துணைப்பாடம்	ஆர். அனுமந்தராவ்	6	00
*235.	நிலையியல்—சிறப்புப்பாடம்	கே. இராஜகோபாலன்	5	00
*236.	முப்பரிமாணப் பகுமுறை வடிவ கணிதம் —சிறப்புப்பாடம்	கே. சிவசுப்பிரமணியன்	2	75
*237.	வெக்டர் கணிதமும் அதன் பயன்பாடுகளும் —சிறப்புப்பாடம்	ஆர். மகாதேவன்	2	00
*238.	கணிதம்-துணைப்பாடம்-பகுதி-2	ஆர். அய்யாசாமி	5	75
*239.	வானியல்—சிறப்புப்பாடம்—முதல் புத்தகம்	திரு. தி. கோவிந்தராசன், திரு. கொ. முத்துசாமி	5	50
*240.	வானியல்-இரண்டாம் புத்தகம்	,,	3	75
241.	இயக்கவியல்—சிறப்புப் பாடம்	ஆர். மகாதேவன், கே. சிவசுப்பிரமணியம், பி. ஆர். சுப்பிரமணியம்	7	00

புள்ளியியல் (Statistics)

*242.	புள்ளியியல்—துணைப்பாடம்	எஸ். கருப்பையா	3	50

*243.	முதுகெலும்பற்றவை I—சிறப்புப்பாடம்	... ஆர். முருகேசன்	[illegible]
*244.	,, II - சிறப்புப்பாடம்	... திருமதி எஸ். கே. வள்ளி	... 11 25
*245.	முதுகுநாணுள்ளவை—I—சிறப்புப்பாடம் (Book I)	... திருமதி ராணி கந்தசுவாமி	... 5 00
*246.	,, II (Book II)	,,	... 9 75
*247.	முதுகு தண்டுள்ளவை—II—சிறப்புப்பாடம்	... திருமதி கிருஷ்ணவேணி நாராயணன்	... 11 75
*248.	முதுகெலும்பிகளது கருவியல்—சிறப்புப் பாடம்	... எஸ். ஆப்ரகாம்	... 9 00
*249.	முதுகெலும்பற்றவை – துணைப்பாடம்	... என். இராமலிங்கம்	... 9 00
*250.	முதுகுநாணுள்ளவை—துணைப்பாடம்	... வி. சேது	... 10 00
*251	செல்லியல்—சிறப்புப்பாடம்	... என். இராமலிங்கம்	... 5 00
*252.	மரபியல்—சிறப்புப்பாடம்	... பெ. மா. அண்ணாமலை	... 5 25
*253.	சூழ்நிலையியல்—உடற்செயலியல் சிறப்புப் பாடம்—I	... டி. ஆர். கிருஷ்ணன்	... 4 75
*254.	சூழ்நிலையியல்—உடற்செயலியல் ,, —II	... ,,	... 6 50
*255.	பரிணாமம்	... எஸ். ஆப்ரகாம்	... 6 25

தாவரவியல் (Botany)

*256.	தாவர வெளி உள்ளமைப்பியல்களும் வகைப்பாட்டியலும்—சிறப்புப்பாடம்	... கே. இராஜசேகரன்	... 11 00
*257.	தாவரப் புற அமைப்பியல் – சிறப்புப் பாடம்	... கே. பாலச்சந்திரகணேசன்	... 9 25
*258.	தாவர உள்ளமைப்பியல்—சிறப்புப் பாடம்	... டாக்டர் ஏ. கோவிந்தராஜுலு	... 7 25

*மூலநூல் (Original Book